Université du Québec

INRS-Eau, Terre & Environnement

STRATIGRAPHIE ET ARCHITECTURE DES FORMATIONS QUATERNAIRES AU NORD-OUEST DE MONTRÉAL — APPLICATIONS EN HYDROGÉOLOGIE RÉGIONALE

Par

MARTIN ROSS

Thèse présentée pour l'obtention du grade
de Philosophiae doctor (Ph.D.) en Sciences de la Terre

Jury d'évaluation

Président du jury
et examinateur interne **Dr Alfonso Rivera**
Commission géologique du Canada
490, rue de la Couronne, Québec, Qc, G1K 9A9

Examinateur externe **Dr Richard C. Berg**
Illinois State Geological Survey
615 E, Peabody, Champaign, Illinois, USA, 61820

Examinateur externe **Dr Michel Lamothe**
Université du Québec à Montréal
Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère
CP 8880, Succ. Centre-Ville, Montréal, Qc, H3C 3P8

Directeur de recherche **Dr Michel Parent**
Commission géologique du Canada
490, rue de la Couronne, Québec, Qc, G1K 9A9

Codirecteur de recherche **Dr Richard Martel**
INRS-Eau, Terre & Environnement
490, rue de la Couronne, Québec, Qc, G1K 9A9

Codirecteur de recherche **Dr René Lefebvre**
INRS-Eau, Terre & Environnement
490, rue de la Couronne, Québec, Qc, G1K 9A9

© droits réservés de Martin Ross, 2004

RÉSUMÉ

La géologie quaternaire des basses Laurentides a été peu étudiée au cours des 20 dernières années et la connaissance de la sous-surface est demeurée schématique. En outre, la pression sur le milieu physique a augmenté au cours de cette période en raison de l'accroissement des activités humaines dans cette région, où les formations quaternaires contrôlent la recharge et les conditions de confinement de l'aquifère régional. Cette recherche a donc été entreprise afin 1) de définir la nature, l'origine et l'architecture stratigraphique des unités quaternaires sur un territoire de 1400 km^2 au nord-ouest de Montréal et d'ainsi permettre 2) une représentation tridimensionnelle des formations quaternaires et, enfin, 3) d'utiliser ce modèle à des fins de caractérisation hydrogéologique régionale, plus spécifiquement pour l'analyse hydrostratigraphique et pour la cartographie de la vulnérabilité à la contamination des aquifères rocheux fracturés. Pour répondre à ces objectifs, diverses méthodes ont été employées, notamment les forages stratigraphiques, la sédimentologie, la géophysique, la géochimie et la modélisation géologique par ordinateur.

Un modèle régional des formations quaternaires, incluant la topographie du roc sous-jacent, a été construit à l'aide du logiciel gOcad. La procédure inclut un contrôle de la qualité des données archivées (> 5000 forages), l'intégration de nouvelles données, la construction de 40 coupes géologiques régionales et 9 surfaces interconnectées à partir desquelles diverses représentations 3D des unités peuvent être générées (e.g., *boundary representation*, grilles 3D). Intégrée à cet effort, l'étude des vallées enfouies a révélé une topographie du roc constituée de dépressions surcreusées séparées par des crêtes parfois étroites. Bien qu'une unité sableuse vraisemblablement d'âge Sangamonien supérieur ait été identifiée localement, la séquence quaternaire des vallées enfouies comprend surtout des unités attribuées au Wisconsinien supérieur. Celles-ci sont constituées, à la base, de sédiments glaciolacustres proximaux auxquels sont superposés deux tills à fort contraste lithologique (les tills d'Argenteuil et d'Oka). La séquence de tills témoigne d'une avancée glaciaire vers le sud (Till d'Argenteuil) puis, suite à un changement apparemment rapide, d'une phase majeure d'écoulement vers le sud-ouest (Till d'Oka). Ce changement brusque

de direction semble correspondre au développement d'un courant glaciaire dans l'axe de la vallée du Saint-Laurent et le bassin du Lac Ontario. Ainsi, l'aire d'alimentation du lobe Ontario se serait étendue jusque dans la région de Montréal, au moins une fois au Wisconsinien supérieur et probablement à plusieurs reprises antérieurement. Un réexamen de l'ensemble des données disponibles dans la vallée supérieure du Saint-Laurent a permis de mettre en évidence plusieurs éléments corroborant cette interprétation. Au cours de la déglaciation, l'activité fluvioglaciaire a été concentrée dans les vallées érodant en maints endroits toute la séquence quaternaire pré-existante et laissant des sédiments perméables en contact avec l'aquifère rocheux sous-jacent sur au moins 10% du modèle. Des épandages sous-aquatiques ont aussi été mis en place dans le Lac Candona et la sédimentation proglaciaire distale s'est par la suite effectuée à un rythme rapide dans les premières phases de la Mer de Champlain. La couverture argileuse qui en a résulté recouvre l'aquifère rocheux sur 60% du modèle. Cet aquifère est semi-confiné par le till sur environ 35% du modèle et le reste, soit environ 5%, est en condition de nappe libre.

La procédure développée afin d'utiliser les résultats de cette analyse pour évaluer la vulnérabilité de l'aquifère rocheux à la contamination est la suivante: des propriétés (e.g., infiltration, porosité) sont intégrées à une grille 3D créée à partir du modèle géologique, puis cette grille sert à estimer le temps de parcours advectif vertical d'un contaminant entre la surface et l'aquifère rocheux. Les résultats sont ensuite interprétés comme une mesure de la vulnérabilité intrinsèque à la contamination de surface. Différentes cartes de vulnérabilité ont été produites en faisant varier les paramètres hydrogéologiques. La carte basée sur les paramètres moyens est très cohérente avec les contextes hydrogéologiques et les données hydrogéochimiques disponibles.

Martin Ross, étudiant

Michel Parent, directeur de recherche

REMERCIEMENTS

En premier lieu, je tiens à remercier M. Michel Parent pour m'avoir accordé une grande confiance en acceptant de diriger cette thèse. Son enthousiasme envers le projet, sa disponibilité et ses nombreux conseils ont été autant de sources d'inspiration et de motivation pour poursuivre et mener à terme cette recherche. Mes co-directeurs MM. Richard Martel et René Lefebvre ont pris une part significative au développement de la méthode d'évaluation de la vulnérabilité. Tous trois ont aussi été impliqués étroitement dans la révision des manuscrits pour publication. Je remercie également les autres membres du jury d'évaluation, ie. M. Alfonso Rivera, M. Richard C. Berg et M. Michel Lamothe, pour leurs commentaires très constructifs. Ils ont contribué de différentes manières au mûrissement d'un bon nombre d'idées, qui me suivront bien longtemps après la fin de ce projet. Je voudrais également exprimer ma reconnaissance à Mme Andrée Bolduc, qui a dirigé les travaux de cartographie de la région d'étude au début de cette recherche. Le temps passé avec elle sur le terrain et les nombreuses discussions ont certainement contribué à développer mes connaissances sur la zone d'étude et mon expertise cartographique. Je voudrais également remercier Mme Martine M. Savard et M. Miroslav Nastev. Ils m'ont accordé leur confiance et leur support tout au long du projet AFSOQ. Je voudrais également exprimer ma reconnaissance envers MM. Yves Michaud et J. Hunter pour m'avoir introduit aux techniques géophysiques, respectivement le géoradar et la réflexion sismique. B. Benjumea a effectué le traitement des données sismiques. J-P. Guilbault a effectué les analyses micropaléontologiques. Éric Boisvert et M. Daniel Lebel ont guidé mes premiers tâtonnements en géomodélisation. Je voudrais également remercier de nombreux collègues, en particulier Nathalie Fagnan, Kathleen Lauzière et Luc Massé pour leur aide indispensable sur divers logiciels. L'aide des stagiaires Geneviève Delage, Josée Thibodeau et Catherine Béland Otis fut très appréciée. Je voudrais aussi exprimer ma reconnaissance envers mes collègues de l'INRS et de l'Université Laval.

Cette recherche a été supportée financièrement par l'INRS-ETE, la Commission géologique du Canada et par de nombreux partenaires. Il s'agit principalement des

Municipalités régionales de comté d'Argenteuil, Mirabel, Deux-Montagnes et Thérèse-de-Blainville, le Conseil Régional de Développement-Laurentides, Développement Économique Canada et l'Association des Professionnels de Développement Économique des Laurentides. Une partie des travaux de forage a été supportée par le Ministère des Transports du Québec. Enfin, cette recherche a également bénéficiée du support financier du Fonds Québécois de la Recherche sur la Nature et les Technologies sous la forme d'une bourse d'études supérieures.

Enfin, cette recherche a été effectuée avec le soutien de ma conjointe, Nathalie Bouchard, et de ma famille. Ils ont droit à toute ma gratitude et je leur dédie cette thèse, ainsi qu'à mon fils Marc-Antoine.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES FIGURES

PREMIÈRE PARTIE: PRÉSENTATION DE LA RECHERCHE

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1. INTRODUCTION

1.1.1. Cadre général de la thèse

Ce projet de recherche est intégré à une étude hydrogéologique régionale et à un programme national de cartographie. Il s'agit du projet de cartographie hydrogéologique des Aquifères Fracturés du Sud-Ouest du Québec (AFSOQ) et du programme national de cartographie géoscientifique *Ponts géologiques dans l'Est du Canada* (CartNat; transect de Montréal). Ce sont deux projets de la Commission géologique du Canada bénéficiant de la collaboration de plusieurs partenaires. Le principal objectif du projet AFSOQ est d'acquérir une connaissance des eaux souterraines et du potentiel aquifère dans les basses Laurentides au nord-ouest de Montréal (Fig. 1.1) et ce, dans le but de développer une stratégie de gestion et de protection de la ressource en eaux souterraines (Savard *et al.*, 2000). Le transect de Montréal du projet CartNat a pour objectif de définir la nature, l'origine et l'architecture des successions paléozoïques et quaternaires (Lavoie *et al.*, 2000). La présente recherche concerne la caractérisation des successions quaternaires; leur nature, leur origine et leur architecture stratigraphique tridimensionnelle, de même que leur rôle dans le système hydrogéologique régional.

Il est important de mentionner que cette recherche profite du caractère multidisciplinaire de ces projets en faisant appel à l'expertise d'autres membres de l'équipe et en intégrant une partie de leurs résultats. Cette approche intégrée permet d'optimiser les efforts en vue de mieux comprendre les bassins sédimentaires paléozoïques et quaternaires, qui sont l'hôte d'importants systèmes hydrogéologiques et de caractériser ces systèmes.

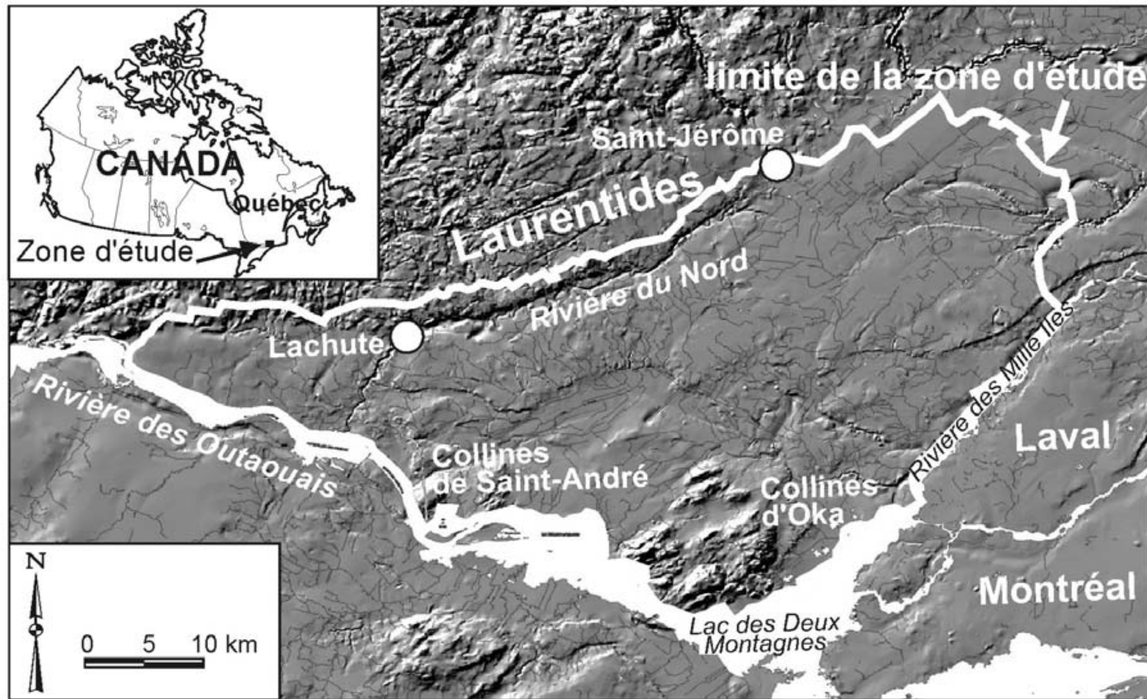


Figure 1.1 : Localisation de la région à l'étude avec un modèle numérique de terrain (MNT) en trame de fond.

1.1.2. Structure de la thèse

La structure utilisée est celle de la thèse par articles. Cette approche est considérée comme étant la plus efficace et la plus concise pour communiquer les résultats de la recherche. La thèse comprend quatres parties distinctes. La **Première Partie** consiste d'abord en une présentation du projet de recherche (problématique, objectifs, méthodologie) et, ensuite, d'une synthèse de la contribution scientifique de l'auteur. Cette partie est rédigée en français et forme le **Chapitre 1** de la thèse. La **Deuxième Partie** regroupe les articles eux-mêmes et est rédigée en anglais pour des fins de publication et de diffusion. Elle comprend trois articles formant autant de chapitres (**chapitres 2, 3** et **4**). Le Chapitre 3 inclut également un extrait d'un compte rendu de conférences qui vient ajouter certains éléments importants à l'article présenté dans ce chapitre. La **Troisième Partie** est celle présentant les conclusions générales (**Chapitre 5**). Les principales questions en suspens et quelques avenues de recherche potentielles sont également

discutés dans cette partie. La **Quatrième Partie** regroupe les appendices, qui contiennent des données brutes, certains détails méthodologiques et quelques produits (e.g., cartes, comptes rendus, etc) issus des travaux de recherche. Le lecteur notera que ce format, bien que concis et efficace, donne lieu à certaines répétitions mineures, principalement dans les introductions des différents chapitres et dans les sections sur la caractérisation de la région à l'étude.

1.1.3. Problématique

1.1.3.1. Le rôle des formations superficielles dans l'écoulement régional de l'eau souterraine

L'eau souterraine provient essentiellement de l'infiltration des précipitations atmosphériques et fait partie intégrante du cycle de l'eau, de sorte qu'elle circule à différentes vitesses à travers les réseaux interconnectés des pores ou de diverses structures dans les formations géologiques, incluant les formations superficielles. Dans les systèmes hydrogéologiques régionaux, l'eau s'infiltre à partir des zones de recharge et s'écoule dans des zones de transition vers des zones d'émergence. La topographie contrôle en grande partie la distribution spatiale de ces zones (Tòth, 1962, 1963). De plus, les principales discontinuités et les grandes hétérogénéités lithologiques exercent un important contrôle sur l'écoulement régional (Anderson, 1989; Davis *et al.* 1993). Les travaux de Freeze et Whiterspoon (1966, 1967, 1968) ont d'ailleurs démontré l'importance de considérer ces grands traits régionaux.

Au Canada, les formations superficielles quaternaires jouent un rôle important, non seulement parce qu'elles affectent la topographie, mais aussi parce qu'elles contiennent de grands aquifères et contrôlent la recharge et les conditions de confinement des aquifères rocheux fracturés. Par conséquent, l'analyse de la nature, de l'origine et de l'architecture stratigraphique des sédiments quaternaires contribue de façon significative à la caractérisation hydrogéologique régionale (e.g., Parent et al 1998; Sharpe *et al.* 2002). En effet, une telle analyse permet d'établir un cadre hydrostratigraphique adéquat et

d'évaluer la connectivité hydraulique entre la surface et les aquifères enfouis. Ceci est primordial entre autres pour évaluer la recharge de ces aquifères et pour estimer leur vulnérabilité à la contamination. Cette analyse permet également, dans une certaine mesure et grâce aux modèles sédimentologiques et aux reconstitutions paléogéographiques, de prédire les conditions de sous-surface aux endroits où l'information est limitée ou ambiguë. Cette connaissance peut donc permettre de contraindre la distribution des propriétés hydrogéologiques non pas uniquement sur la base des données brutes disponibles, mais également sur l'expertise géologique régionale. Toutefois, il existe très peu d'exemples où l'analyse des formations quaternaires en surface et en sous-surface a été mise à profit dans la caractérisation régionale des aquifères rocheux fracturés sous-jacents. En outre, la connaissance géologique est parfois assez limitée même dans les régions où la pression sur le milieu physique et ses ressources est en hausse en raison de l'accroissement des activités humaines, comme c'est le cas actuellement dans les basses Laurentides. Il faut donc se pencher sur ces lacunes et les combler.

1.1.3.2. Les principales lacunes dans la connaissance stratigraphique et la paléogéographie quaternaire

Les études sur la géologie du Quaternaire effectuées dans la région de Montréal, et ayant fait l'objet de publications, remontent pour la plupart à plus de 20 ans et plusieurs concepts ont beaucoup évolués depuis. Ces publications sont pour la plupart répertoriées et sommairement décrites dans Prichonnet *et al.* (1987). La faible quantité de coupes géologiques accessibles et présentant un réel intérêt stratigraphique a grandement contribué à limiter la connaissance de l'hétérogénéité lithologique et de l'architecture stratigraphique des principales unités de cette région.

Ce problème s'applique plus particulièrement aux unités situées stratigraphiquement sous les silts et argiles de la Mer de Champlain, en raison de l'étendue et de l'épaisseur de ces derniers. Ainsi, même si le cadre stratigraphique de la région comprend plusieurs unités pré-champlainiennes s'étendant jusqu'à l'Étage Illinoien (Prest et Hode-Keyser 1977;

Veillette et Nixon 1984; Anderson *et al.* 1990), l'architecture stratigraphique régionale de ces unités n'est pas connue. De plus, certains problèmes stratigraphiques subsistent, particulièrement en ce qui concerne les sédiments glaciaires. Sur l'Île de Montréal, une séquence pré-champlainienne comprenant deux tills séparés par des sédiments glaciolacustres a été décrite (Prest et Hode-Keyser 1962, 1977) et corrélée à la séquence classique de la voie maritime du Saint-Laurent (MacClintock et Stewart 1965). Par contre, les tills sur l'Île de Montréal ont été essentiellement décrits sur la base de leurs propriétés géotechniques plutôt que sur leur contenu et leur structure, de sorte qu'il est très difficile de les corréler avec d'autres tills, de même qu'à des phases d'écoulement glaciaire. Au nord-ouest de Montréal, un seul till a été décrit et il est attribué au Wisconsinien (Lévesque 1982; Veillette et Nixon 1984). Lévesque (1982) a d'ailleurs conclu que ce till devait avoir enregistré toutes les phases d'écoulement connues et que celles-ci témoignaient des changements dans la dynamique glaciaire au moins depuis le dernier maximum glaciaire jusqu'à la déglaciation finale. D'autre part, les marques d'érosion glaciaire et les formes de terrain témoignent d'une dynamique assez complexe au cours du dernier cycle glaciaire, en particulier au Wisconsinien supérieur (e.g., Prichonnet 1977; Gadd 1980a; Lévesque 1982; Corbeil 1984; Delage 1997). Différents modèles ont été proposés (e.g., Prichonnet 1977; Clark et Karrow 1983; Gadd 1987, 1988; Prichonnet *et al.* 1987; Delage 1997), mais aucun permet d'expliquer de façon satisfaisante l'ensemble des observations. De plus, la compréhension des mécanismes contrôlant la dynamique des inlandsis a grandement évoluée depuis ces travaux, en particulier ceux concernant les courants glaciaires (e.g., Alley *et al.* 1986; Bentley 1987; Alley 1991; Clark 1995; Iverson *et al.* 1995). Certaines données auparavant considérées «anormales» (cf., Denny 1974; Clark et Karrow 1983) pourraient mieux s'expliquer dans un contexte de courant glaciaire. Enfin, très peu de données existent concernant la transition Lac Candona - Mer de Champlain dans cette région, rendant très approximative la limite entre les systèmes glaciolacustre et glaciomarin dans ce secteur (e.g., Rodrigues 1992; Parent et Occhietti 1999).

En somme, le cadre stratigraphique pré-champlainien et les modèles paléogéographiques de la région de Montréal sont incomplets. Toutefois, plusieurs éléments clés pourraient se trouver enfouis dans les vallées des basses Laurentides. En effet, comme l'avait remarqué Lévesque (1982), la plupart des coupes de cette région ne montrent qu'une unité de till surmontée par les sédiments de la Mer de Champlain, mais d'autres unités sont probablement enfouies sous de grandes épaisseurs d'argile marine dans les dépressions et vallées de la région (Fig. 1.2). L'existence de ces vallées est connue au moins depuis le début des années 1970, notamment grâce au programme de forages réalisé dans le cadre des travaux de localisation du futur aéroport Mirabel (Kugler-Gagnon 1974; St-Onge 1979). De nombreux forages d'exploration minière, de géotechnique et de puisatiers ont aussi été effectués dans la région, dont certains dans les vallées enfouies, et toutes ces données sont disponibles dans les différents ministères. Les municipalités possèdent également des données issues des travaux d'ingénierie effectués par des firmes de consultants. Toutefois, ces données n'ont pas encore fait l'objet d'une analyse intégrée et reposent dans de multiples bases de données non-uniformisées. Ainsi, malgré l'existence de ces nombreuses données publiques de sous-surface, la connaissance stratigraphique des vallées enfouies est longtemps demeurée très schématique.

Ces lacunes dans la connaissance géologique ne sont pas sans impact pour la caractérisation hydrogéologique régionale. En effet, il n'existe pas de modèle géologique permettant de définir adéquatement l'hydrostratigraphie régionale non plus que le cheminement de l'eau entre la surface et le roc à une échelle régionale. Par conséquent, l'importance des aquifères granulaires enfouis et leur degré de connectivité avec l'aquifère rocheux régional sont mal connus. De plus, la présence de sédiments perméables recouvrant les silts et argiles de la Mer de Champlain complique la tâche de cartographier les conditions de confinement de l'aquifère rocheux. Il est donc très important de répondre à ces questions et d'améliorer la connaissance géologique de cette région, notamment par l'étude des principales formations quaternaires enfouies et de leur architecture tridimensionnelle. Certe, le défi est de taille, mais la présence des nombreuses données de forages de qualité représentent un atout majeur pour cette région : Elles rendent en effet possible une analyse stratigraphique régionale de sous-surface, avec l'ajout de seulement

quelques travaux ciblés. Autrement, il serait très difficile, voire impossible, d'effectuer une telle caractérisation et il serait également beaucoup plus difficile de cibler de façon stratégique les travaux de sous-surface (cf. section 1.1.3.4).

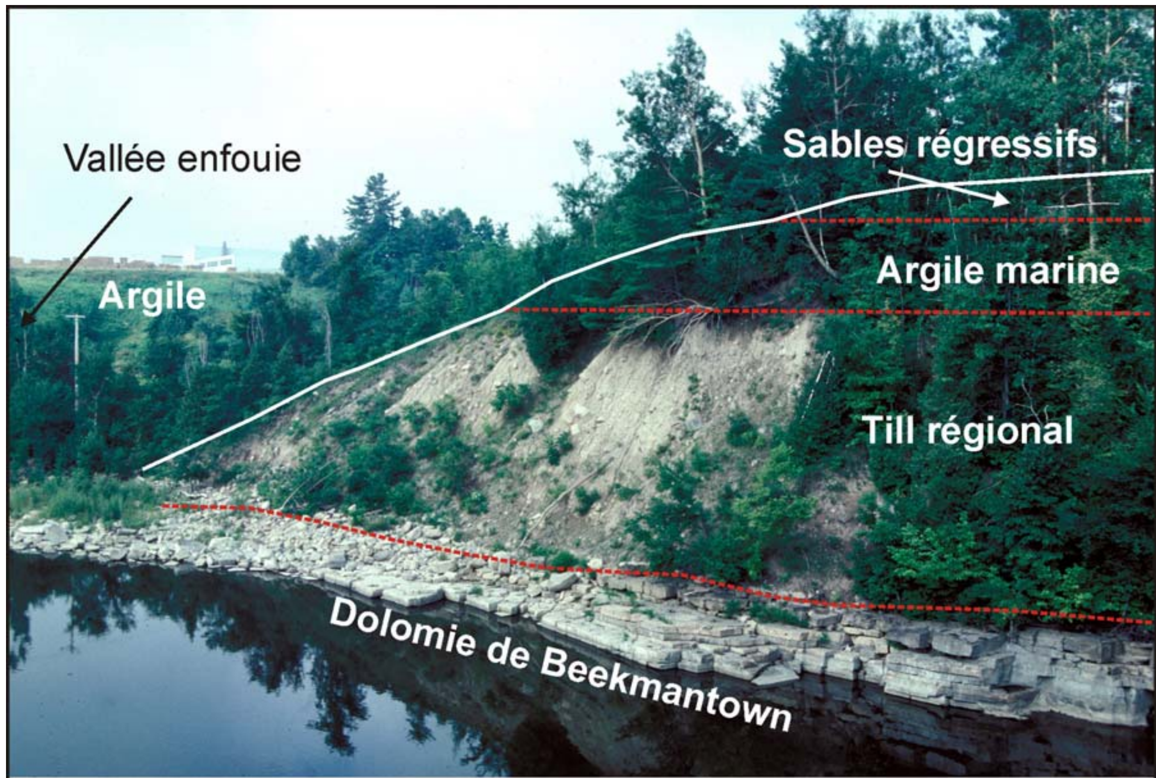


Figure 1.2 : Exemple d'une coupe (~ 22 m) près de Lachute montrant la séquence quaternaire généralement rencontrée dans la région à l'étude et reposant, dans ce cas-ci, sur les dolomies du Groupe de Beekmantown. Noter la présence d'une vallée enfouie sur le côté gauche de la photo.

1.1.3.3. La modélisation géologique en trois dimensions: un besoin

L'espace dans lequel nous vivons est tridimensionnel. Les géoscientifiques doivent donc intégrer et analyser des données et des observations dans ces trois dimensions, mais cela a toujours représenté un défi de taille. Les enjeux d'une meilleure représentation des données et de leur analyse sont pourtant considérables et concernent des domaines variés: exploration et exploitation des ressources (e.g., hydrocarbures, gisements métallifères), construction d’ouvrages (génie civil), environnement (hydrogéologie) et recherche fondamentale.

Pour représenter les conditions de sous-surface, les géologues ont traditionnellement fait appel à des techniques de représentation bi-dimensionnelle des données. Il peut s’agir de profils topogéologiques, de cartes d’isopaques ou de cartes de lithofaciès (Miall 2000). À titre d’exemple, Pettyjohn et Randich (1966) ont utilisé des cartes de lithofaciès pour définir l’étendue des aquifères confinés et libres, ainsi que les zones présentant des conditions artésiennes. Kempton et Cartwright (1984) ont exploité cette approche en construisant des cartes de lithofaciès contenant des informations sur les unités de sous-surface (*stack-unit maps*). Cette technique était encore utilisée récemment pour la gestion du territoire (e.g., Stiff 1999) et la conception de cartes de vulnérabilité à la contamination (e.g., Rine *et al.* 1999). Les modèles sédimentologiques conceptuels sont également utilisés en géologie du Quaternaire (e.g., Eyles et Eyles 1992) et ils fournissent un cadre utile pour la prédiction des conditions de sous-surface (e.g., Anderson 1989, Flemming 1998a, b) et pour la recherche d’aquifères confinés et inaccessibles (e.g., Fraser et Bleuer 1987) ou encore, pour mieux comprendre la variabilité spatiale des propriétés hydrauliques des corps sédimentaires (e.g., Scheibe et Freyberg 1995). Ces modèles ne sont toutefois pas la représentation fidèle d’un corps sédimentaire en particulier. De plus, comme l'ont fait remarqué Boyce et Eyles (2000), même si ces modèles sont souvent représentés sous forme de blocs diagrammes, ils sont en fait construits à partir de données ne fournissant qu’une ou deux dimensions (Eyles et Eyles 1992). L'analyse des assemblages de faciès et des discontinuités, i.e. l'analyse des éléments architecturaux (Allen 1983) permet d'aller plus loin et constitue une analyse en

trois dimensions des corps sédimentaires (Davis *et al.* 1993; Boyce et Eyles 2000). Mais encore faut-il pouvoir représenter adéquatement les résultats d'une telle analyse.

À la fin des années 80, plusieurs chercheurs ont souligné le besoin de modéliser l'information géologique en trois dimensions dans un environnement numérique (e.g., Raper 1989). Depuis, des efforts considérables ont été déployés afin de développer des systèmes permettant de travailler de façon efficace dans un environnement numérique tridimensionnel. Plusieurs publications font état des principaux développements ayant eu cours dans ce domaine depuis les 15 dernières années (e.g., Raper 1989; Turner 1992; Pflug et Harbaugh 1992; Hamilton et Jones 1992; Houlding 1994; BRGM 1997; Raper 2000; Mallet 2002).

Le recours à la modélisation géologique 3D est implicite pour résoudre plusieurs problèmes d'ordre scientifique ou appliqué, car ce type de modèle permet de mieux contraindre la géométrie des surfaces et des volumes géologiques (Renard et Courrioux 1994). En effet, en 3D apparaissent des incohérences d'interprétation qui peuvent difficilement être diagnostiquées en 2D. De plus, modéliser la géologie en 3D constitue un excellent moyen d'intégrer un maximum de données géoréférencées et de les interpréter pour former un seul produit cohérent et complet pour toute une région. Ainsi, ces modèles, bien que souvent guidés dans leur construction par les modèles sédimentologiques et géomorphologiques, représentent non pas une conception d'un type d'environnement sédimentaire, mais bien l'architecture stratigraphique des unités d'une région en particulier et, parfois, leurs propriétés intrinsèques. Ils représentent donc, en quelque sorte, une nouvelle génération de cartes géologiques. En hydrogéologie, ce type de produit peut servir de base géométrique à des modèles de simulation numérique, qui doivent de plus en plus prendre en compte la troisième dimension (e.g., Frind *et al.* 2002). De plus, les modèles géologiques peuvent être forts utiles pour estimer et cartographier les paramètres hydrogéologiques (e.g., conductivité hydraulique, recharge) et pour évaluer la vulnérabilité à la contamination d'aquifères recouverts de plusieurs couches discontinues. En effet, la plupart des méthodes d'évaluation de la vulnérabilité utilisent les systèmes d'information géographique (SIG) pour analyser les données et cartographier les

résultats. Or, ces systèmes sont généralement assez limités pour représenter à la fois les données de surface et de sous-surface, et traiter leurs relations spatiales en trois dimensions. Les modèles géologiques tridimensionnels offrent une meilleure représentation de la distribution et de l'épaisseur des unités et les systèmes de géomodélisation permettent l'analyse des propriétés.

En ce qui concerne l'évaluation de la vulnérabilité, il y a une tendance vers le développement d'indices de vulnérabilité qui soient basés sur des processus physiques mesurables plutôt que sur une série de paramètres pondérés de façon empirique (e.g., Van Stempvoort *et al.* 1993). Ce type d'approche n'a pas encore été utilisé en combinaison avec un modèle géologique 3D. D'autres utilités sont aussi envisageables. Par exemple, l'estimation du volume des unités modélisées peut fournir des indications sur l'importance des apports sédimentaires. De plus, de tels modèles permettent de reconstituer et de visualiser des paléosurfaces d'érosion enfouies ou de générer des coupes géologiques rectilignes ou même curvilinéaires et ce, dans de multiples orientations. Ce type de représentation graphique permet d'obtenir de l'information sur l'architecture stratigraphique le long d'une ligne d'écoulement, par exemple. Enfin, ces modèles géologiques constituent un outil de communication très efficace (Artimo *et al.* 2003) et devrait permettre de rapprocher les décideurs publics de l'information géologique.

La cartographie géologique régionale en trois dimensions n'est cependant pas encore une pratique courante, quoique d'importants programmes de ce genre existent, notamment aux États-Unis avec la Coalition des Grands Lacs (Berg *et al.* 2000). Ce programme a pour but principal de produire plusieurs cartes géologiques en trois dimensions des formations superficielles afin d'offrir une connaissance régionale de la sous-surface des états limitrophes aux Grands Lacs. Les premières cartes tridimensionnelles ont toutefois été développées pour des secteurs où l'architecture stratigraphique est relativement simple (e.g., Soller *et al.* 1999). Depuis, la cartographie tridimensionnelle régionale des formations superficielles a été tentée pour des régions plus complexes en Amérique du Nord et dans le monde (e.g., Thorleifson et Berg 2002; Berg *et al.* 2004), mais la méthodologie et les normes de production de telles cartes ne sont pas encore

complètement définies. Les principales difficultés sont liées à l'accès aux ressources (outils, expertises, etc.) et aux données nécessaire pour construire ces modèles. La quantité et la qualité des données peuvent également poser un problème de taille, lorsque celles-ci sont jugées insuffisantes (Berg et Thorleifson 2001). Il y a donc un besoin pour développer et tester à la fois des procédures de vérification de la qualité des données, d'uniformisation des formats de présentation des données et de construction des modèles. Ces modèles doivent permettre un maximum d'utilisation pour un minimum d'effort de transformation/adaptation. Ils doivent pouvoir intégrer des données et tenir compte des contraintes inhérentes à celles-ci dans les trois dimensions. Cet effort dépasse le cadre de cette recherche, mais celle-ci s'inscrit dans cette tendance et le choix des procédures et outils doit viser à optimiser la réponse à ces besoins.

1.1.3.4. Le problème des bases de données

La construction d'un modèle géologique régional nécessite beaucoup de données. Celles-ci proviennent surtout des cartes géologiques, des rapports de forages et des levés géophysiques (Sharpe *et al.* 1996; Fagnan *et al.* 1999; Parent *et al.* 2003). Toutefois, les forages stratigraphiques détaillés et les données géophysiques sont généralement rares, inégalement répartis et ne représentent qu'une partie de l'ensemble des données utilisées. Ces modèles reposent donc en grande partie sur l'interprétation de données archivées provenant de sources diverses et comportant une certaine proportion d'erreurs. Ces données sont en effet peu ou pas uniformisées et elles peuvent avoir été manipulées et transférées plusieurs fois, augmentant ainsi le risque d'erreurs. De plus, la structure des bases de données est souvent mal adaptée aux besoins, ce qui entraîne des efforts substantiels de vérification, de normalisation et d'optimisation (Kenny *et al.* 1997; Boisvert et Michaud 1998; Russell *et al.* 1998; Parent *et al.* 2003). Dans bien des cas, la grande majorité des forages disponibles n'atteint pas le roc. Ainsi, une grande partie du bassin quaternaire est sous-représentée et la topographie du substratum rocheux est très difficile à déterminer (e.g., Brennand *et al.* 1997; Logan *et al.* 2001). Il faut donc envisager qu'il ne soit pas toujours possible de générer un modèle régional adéquat sans acquérir une quantité importante de données de qualité. Toutefois, la région concernée par

la présente recherche comporte beaucoup de données de qualité atteignant le roc et réparties de façon quasi-uniforme et pour lesquelles l'accès au format original est encore possible (cf., Chapitre 3). Très peu d'efforts d'intégration et de mise en valeur de ces données avaient été entrepris avant le présent projet de recherche. Le projet d'hydrogéologie régionale multidisciplinaire (AFSOQ) ainsi que le projet de cartographie (CartNat) présentent une opportunité unique de mettre en valeur ces données archivées en les combinant à de nouvelles données et en mettant à profit les plus récents développements géoscientifiques et informatiques. Cet effort est essentiel pour définir un modèle géologique régional et tester les possibilités d'utilisation d'un tel modèle, notamment en ce qui concerne l'évaluation régionale de la vulnérabilité des aquifères à la contamination.

1.1.4. Objectifs du projet de recherche

L'objectif global de cette thèse consiste à développer et intégrer la connaissance du Quaternaire régional à un processus de géomodélisation menant à la réalisation d'un modèle régional tridimensionnel des formations quaternaires; un modèle pouvant servir de base à de multiples utilisations, en particulier en hydrogéologie (Fig. 1.3). Pour répondre à cet objectif, des méthodes variées sont employées, telles la cartographie, les forages stratigraphiques, la sédimentologie, la géophysique, la géochimie, la géochronologie, la micropaléontologie et la modélisation géologique assistée par ordinateur. L'approche utilisée a été inspirée des méthodes développées pour étudier et décrire les grands bassins sédimentaires et pour explorer leurs ressources (e.g., Miall 2000; Allen et Allen 2004).

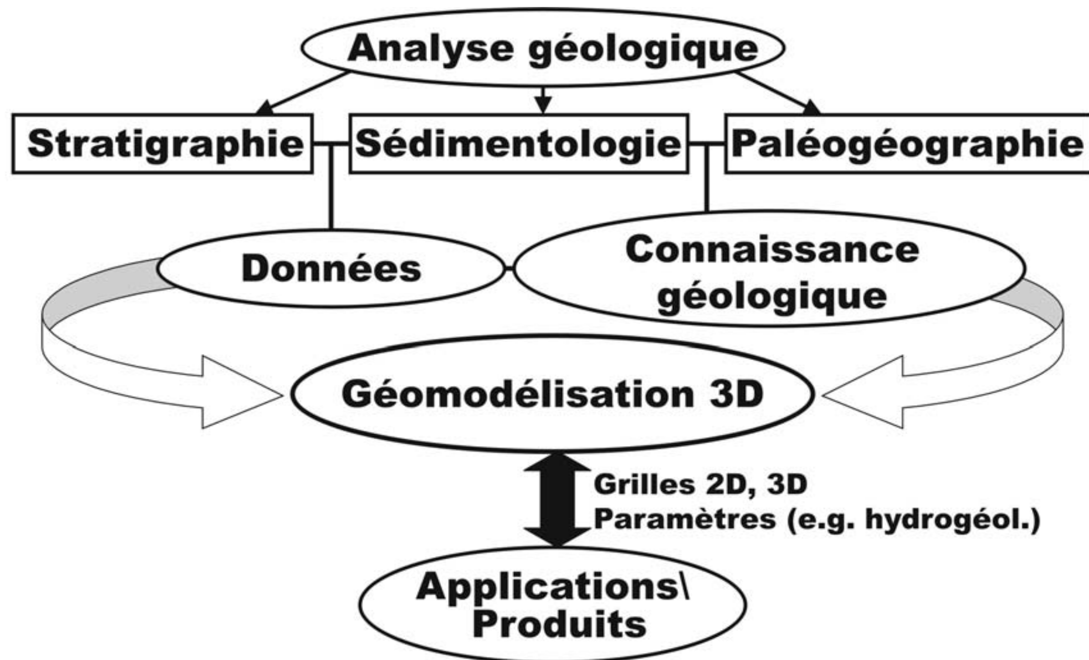


Figure 1.3 : L'objectif global de la thèse consiste à développer et tester une procédure complète alliant l'analyse géologique à la construction d'un modèle 3D et à son utilisation en hydrogéologie.

Trois objectifs spécifiques s'articulent autour de l'objectif global :

1) Définir la nature, l'origine et l'architecture stratigraphique des unités quaternaires. Une attention particulière doit être portée aux vallées enfouies de la région à l'étude, car elles sont susceptibles de jouer un rôle important dans la dynamique du système aquifère régional. De plus, comme elles ont été très peu étudiées, elles pourraient contenir plusieurs éléments essentiels à la compréhension géologique régionale permettant ainsi d'améliorer le cadre stratigraphique pré-champlainien et les modèles paléogéographiques associés. Par conséquent, cet objectif implique également un réexamen de l'ensemble des données disponibles dans la vallée supérieure du Saint-Laurent afin de proposer un modèle de la dynamique glaciaire de cette région. La compréhension des mécanismes contrôlant la dynamique des inlandsis a grandement évolué depuis les dernières études effectuées dans cette région et il faut donc réexaminer l'ensemble des données dans ce nouveau contexte. Un tel effort est nécessaire pour bien comprendre l'évolution de la région

au Quaternaire et son impact sur l'architecture stratigraphique des unités pré-champlainiennes.

2) Construire, à l'aide d'outils informatiques, un modèle tridimensionnel représentant la topographie du roc et l'architecture stratigraphique des unités quaternaires à l'échelle régionale. Ceci permet de définir l'architecture stratigraphique non pas uniquement de façon conceptuelle, mais en tout point de la zone d'étude. Ces modèles géoréférencés dits «réalistes» sont une représentation cohérente de la géologie d'une région, c'est-à-dire qu'ils respectent à la fois les données et l'interprétation. Cet objectif inclut le développement d'une procédure de contrôle de la qualité des données et de l'intégration de l'interprétation géologique dans le processus de géomodélisation. Peu d'exemples de procédures existent et il y a un besoin particulier pour la caractérisation hydrogéologique régionale étant donné l'utilisation de nombreuses données multisources de qualité variable.

3) Utiliser le modèle à des fins de caractérisation hydrogéologique régionale, plus spécifiquement pour l'analyse hydrostratigraphique et pour la cartographie de la vulnérabilité à la contamination des aquifères rocheux fracturés. Un des buts visés est de définir la connectivité hydrostratigraphique entre les formations quaternaires et l'aquifère rocheux fracturé. Un autre but est de développer une approche dans laquelle la vulnérabilité à la contamination est directement relié à un processus physique. Ce processus doit être mesurable à l'aide du modèle 3D et de quelques paramètres hydrogéologiques.

1.2. CARACTÉRISTIQUES DE LA RÉGION À L'ÉTUDE

1.2.1. Géologie du substratum rocheux

Le substratum rocheux de la région à l'étude est constitué d'une séquence sédimentaire cambro-ordovicienne reposant en discordance sur un socle précambrien. Ce dernier

affleure dans les Laurentides, ainsi que dans les collines d'Oka et de Saint-André. Les roches paléozoïques appartiennent à la province géologique des Basses-Terres du Saint-Laurent, alors que les roches précambriennes font partie de la Province de Grenville. Quelques intrusions crétacées sont également dispersées dans le secteur. Les plus importantes sont situées dans les dépressions à l'intérieur des collines d'Oka et de Saint-André (Gold 1967; Globensky 1987). À l'échelle du bassin, la séquence paléozoïque atteint par endroits 3000 mètres d'épaisseur et comprend, à partir de la base, des conglomérats et des grès (Gr. de Potsdam), surmontés par des dolomies (Gr. Beekmantown) et une épaisse séquence constituée essentiellement de calcaires (groupes de Chazy, de Black River et de Trenton) (Clark, 1972; Globensky, 1987). Le reste de la séquence est constitué de roches silico-clastiques, notamment les shales de la Formation d'Utica et celles des groupes de Lorraine et de Queenston. Toutefois, ces dernières ne sont pas présentes dans la région d'étude (Fig. 1.4). Cette séquence témoigne du développement d'une plate-forme sédimentaire au cours d'une importante transgression marine, et de son évolution vers un bassin d'avant-pays créé par l'avancée des nappes appalachiennes (Lavoie, 1994).

Les strates paléozoïques ont une attitude horizontale, quoique légèrement ployées en de larges structures formant des anticlinaux et des synclinaux (Fig. 1.4). Des failles d'importance variable recoupent aussi les strates paléozoïques. Les principaux éléments structuraux sont orientés NE-SO et E-O. Quelques-uns sont aussi orientés NO-SE, notamment sous la Rivière du Chêne (Fig. 1.4).

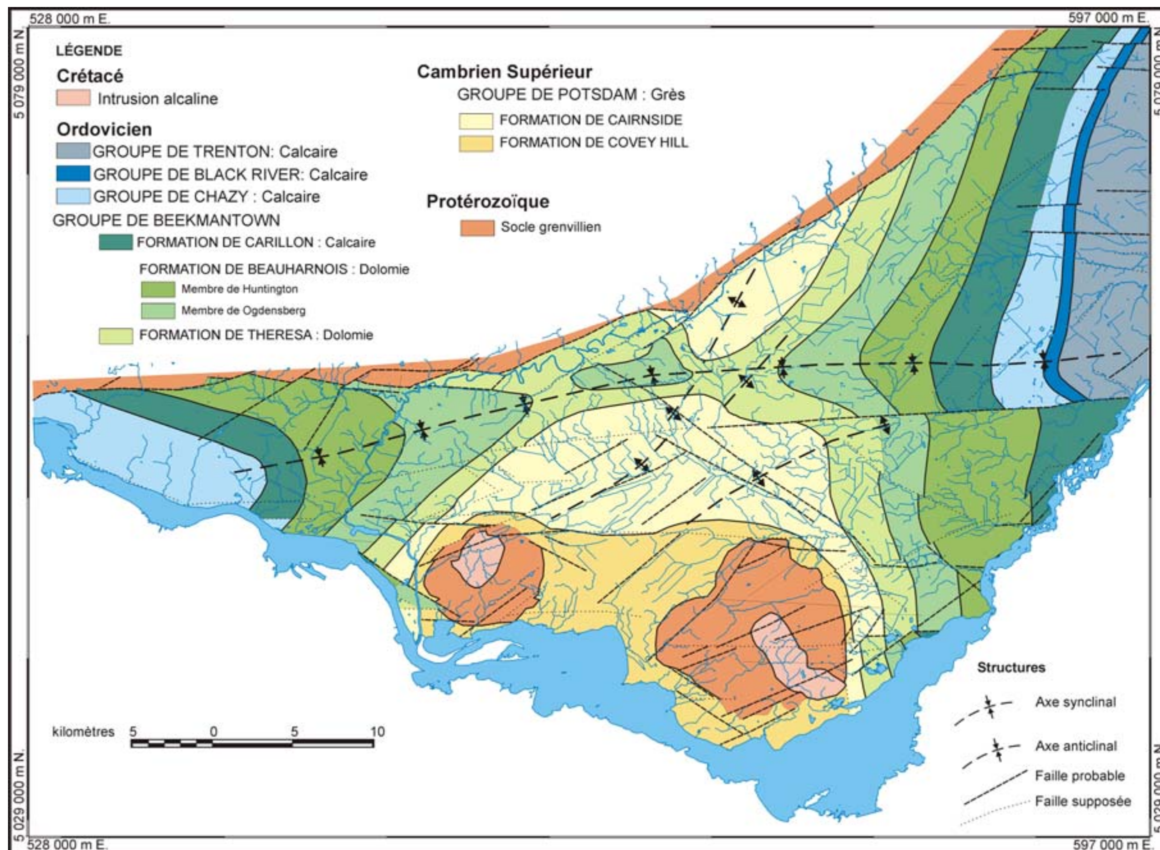


Figure 1.4 : Géologie du substratum rocheux (modifiée de Rocher *et al.* sous presse).

1.2.2. Physiographie et géomorphologie

La région à l'étude s'étend sur environ 1500 km^2. Entre Grenville et Saint-Jérôme (cf. Fig. 1.5), la zone d'étude est limitée, au nord, par les Laurentides et, au sud, par la rivière des Outaouais (Fig. 1.1). À l'est de Saint-Jérôme, la limite nord de la zone d'étude passe entre Sainte-Sophie et Sainte-Anne-des-Plaines, puis bifurque vers le sud en passant entre Bois-des-Filion et Terrebonne (cf. Fig. 1.5). Sa limite sud est définie par la rivière des Milles-Îles, un tributaire du fleuve Saint-Laurent. La physiographie d'une partie de cette région a été bien décrite par Lévesque (1982), de sorte que le texte qui suit reprend plusieurs éléments de cette description. D'autres éléments descriptifs proviennent de l'analyse des cartes des formations superficielles de Bolduc et Ross (2001a, 2001b, 2002) (cf. Appendice I). Les principaux éléments physiographiques sont illustrés à la Figure 1.5.

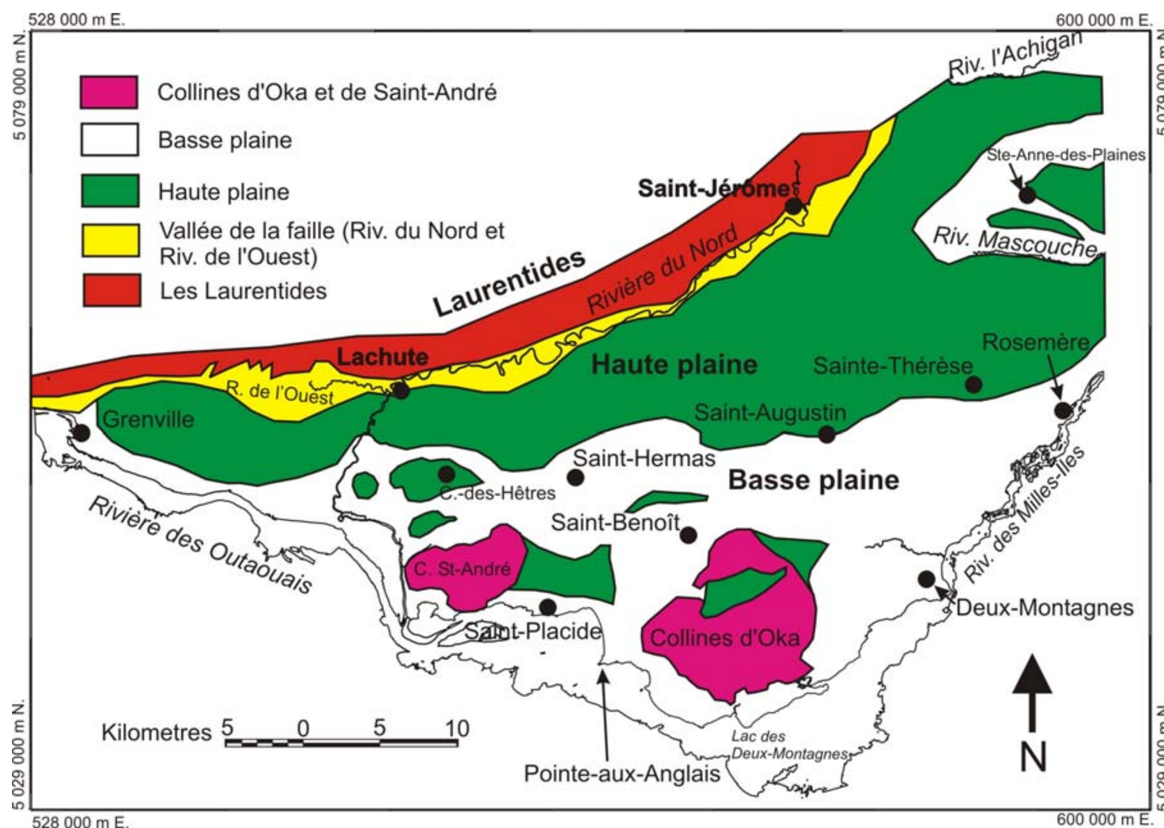


Figure 1.5 : Principaux éléments physiographiques de la région à l'étude et les localités mentionnées dans le texte.

Une étroite zone au nord du secteur à l'étude fait partie des Laurentides. Celles-ci atteignent 200 m d'altitude au nord-ouest de Lachute. Cette zone présente une topographie accidentée dont les principales dépressions sont de nature structurale et orientées soit NE-SO, soit NO-SE.

Entre Lachute et Saint-Jérôme, les Laurentides sont limitées au sud par la vallée de la rivière du Nord, qui suit une dépression étroite le long d'un contact de faille séparant la Province de Grenville d'une part, et la Plate-Forme des Basses-Terres du Saint-Laurent, d'autre part. Cette dépression est aujourd'hui comblée de sédiments quaternaires et sa surface se situe entre 62 et 70 m d'altitude. En surface, les sédiments sont constitués de sables fluviatiles et éoliens (cf. Appendice I). Ces derniers forment quelques champs de dunes. À l'ouest de Lachute, cette dépression se poursuit sous la rivière de l'Ouest en terrain argileux dont la surface atteint plus de 80 m d'altitude. La rivière de l'Ouest est

encaissée dans les argiles et plusieurs cicatrices de glissements de terrains sont apparentes le long de son tracé. Au sud, cette vallée enfouie est limitée par une haute plaine de 6 à 12 km de large avec des altitudes entre 60 m et 80 m et atteignant par endroits près de 90 m. Celle-ci est limitée au sud par une terrasse argileuse bien définie à 60 m et disséquée par de nombreux ruisseaux (cf. Appendice I). Cette haute plaine de till ceinturée de sédiments marins est caractérisée en son centre par une topographie ondulée. Celle-ci est essentiellement contrôlée par le modelé glaciaire, notamment par des formes fuselées NE-SO, ainsi que par le roc sous-jacent (cf. Appendice I). D'ailleurs, ce dernier affleure à plusieurs endroits sur la haute plaine. Deux autres secteurs, l'un situé dans le triangle formé par Saint-Benoît, Saint-Hermas et Saint-Placide, et l'autre à Coteau-des-Hêtres, au sud de Lachute, contiennent des zones aux caractéristiques similaires et appartiennent donc à la haute plaine. À l'est, dans le secteur de Sainte-Thérèse, la haute plaine est plutôt caractérisée par une surface relativement plane et constituée de sables marins, lacustres et éoliens recouvrant l'argile marine. La plaine est traversée par l'esker de Sainte-Thérèse qui serpente, du NE au SO, le centre de ce secteur sur une distance d'environ 10 km (cf. Appendice I). Enfin, certains secteurs élevés entourant les collines d'Oka ont également les caractéristiques de la haute plaine.

Les secteurs situés à une altitude inférieure à 60 m constituent la basse plaine. Dans la zone située dans le triangle formé par Saint-Augustin, Rosemère et Deux-Montagnes, la topographie est contrôlée par le roc, qui est recouvert d'une couche de till discontinue et généralement mince. Des argiles marines et des sédiments organiques sont aussi présents à certains endroits. Dans la portion ouest de la zone d'étude, des caractéristiques similaires sont rencontrées entre Grenville et la colline Saint-André. Ailleurs, tel qu'à Saint-Hermas, Saint-Benoît et Sainte-Anne-des-Plaines, la basse plaine est essentiellement constituée d'argile marine formant le fond d'anciens chenaux du proto-système du Saint-Laurent. Quelques accumulations de sables fluviatiles couvrent l'argile par endroits. Une série de terrasses étagées marque les étapes successives dans l'abaissement du niveau des rivières jusqu'à leur niveau actuel. Une telle série est particulièrement bien développée dans le secteur entre Saint-Placide et la Pointe-aux-Anglais (cf. Appendice I).

Les collines d'Oka et de Saint-André forment les secteurs les plus élevés et les plus accidentés de la zone d'étude au sud des Laurentides. Le point culminant est situé dans les collines d'Oka et atteint 250 m d'altitude. Le roc affleure sur les sommets et leurs versants parfois escarpés, mais le till et les sédiments marins littoraux couvrent généralement les flancs. À l'intérieur des collines, on remarque des dépressions comblées avec, en surface, du till remanié ou des sédiments marins. Ces collines, plus particulièrement les collines d'Oka, ont donné lieu au développement de nombreuses formes littorales telles des terrasses et des tombolos.

1.2.3. Stratigraphie quaternaire et paléogéographie

Au Québec, la série sédimentaire quaternaire est constituée de plusieurs successions de type cyclique séparées par des discontinuités. Les sédiments quaternaires de la vallée du Saint-Laurent ont été en grande partie déposés au cours du dernier cycle interglaciaire-englaciation-déglaciation. Ces derniers sont décrits et discutés dans plusieurs articles, thèses et ouvrages de synthèse, dont Gadd (1971), Lamothe (1987, 1989), Lamothe *et al.* (1992), LaSalle *et al.* (1982), Occhietti (1982, 1989), Pagé (1999), Parent et Occhietti (1988), et Prichonnet *et al.* (1987).

La Figure 1.6 présente le cadre stratigraphique développé dans la vallée supérieure du Saint-Laurent avant cette étude, notamment sur l'Île de Montréal (Prest et Hode-Keiser, 1962, 1977), à Pointe-Fortune (Veillette et Nixon 1984; Anderson *et al.* 1990), dans les basses Laurentides (Lévesque 1982) et aux États-Unis le long du Saint-Laurent, entre Chateaugay et Watertown (MacClintock et Stewart 1965). Ce cadre permet de faire certains liens entre la stratigraphie du bassin du lac Ontario (Karrow 1989), celle de la vallée moyenne du Saint-Laurent (Occhietti 1989, Occhietti *et al.* 1996) et du piémont appalachien (Prichonnet 1982). On remarque l'existence d'au moins trois tills dans la région de Montréal: un till est associé à l'Étage Illinoien (Till de Rigaud), un deuxième pourrait avoir été mis en place au Wisconsinien inférieur et, enfin, un troisième correspondrait à l'avancée glaciaire majeure du Wisconsinien supérieur.

Âge	Voie maritime	Île de Montréal	Nord-ouest de Montréal	Sablière Bélanger (Pointe-Fortune)
	MacClintock et Stewart (1965)[b]	Prest et Hode-Keyser (1962, 1977)	Lévesque (1982)	Veillette et Nixon (1984) Anderson et al. (1990)
Holocène		Séds. fluviatiles, tourbes, etc.	Sédiments fluviatiles, éoliens, etc.	
10 ka				
	Post-Fort Covington	Mer de Champlain Séds. glaciolacustres	Mer de Champlain	
11.3 ka[a] Wisconsinien sup.	Till de Fort Covington	Till de Fort Covington	Séds. fluvioglaciaires Till supérieur	Till Border (Unité 6) Sable de Carillon (Unité 5)
35-25 ka Wisconsinien moy. 65-53 ka	Complexe du till intermédiaire	Complexe du till intermédiaire		↓
Wisconsinien inf. 80-75 ka	Till de Malone	Till de Malone		↓ ?
Sangamonien 130-128 ka				Séds. Pointe-Fortune (unités 2, 3, 4)
Illinoien 300 ka				Till de Rigaud (Unité 1)

[a] Extrapolé à partir des données de Ridge (1999), Rayburn et al. (2003), et Richard et Occhietti (2004)
[b] Initialement, les auteurs avaient proposé deux scénarios chronostratigraphiques. Le premier a été abandonné plus tard par plusieurs chercheurs (e.g., McDonald 1971)

Figure 1.6 : Cadre stratigraphique et corrélation des unités quaternaires de la vallée supérieure du Saint-Laurent, d'après les auteurs cités.

Les travaux de terrain de MacClintock et Stewart (1965) et de Prichonnet (1982) ont démontré que le till inférieur a été mis en place par un glacier qui s'écoulait vers le sud-ouest, alors que le till supérieur indique plutôt un écoulement vers le sud-est, qui pourrait avoir été le mouvement dominant au Wisconsinien supérieur (Prichonnet *et al.* 1987). Un mouvement tardif vers le sud-ouest aurait également affecté la région au cours de la déglaciation et témoignerait d'un changement dans la dynamique de l'inlandsis provoqué par l'appel des grands lacs proglaciaires (Prichonnet, 1977). Toutefois, certaines observations suggèrent une reconstitution différente. À l'ouest de Montréal, la phase sud-ouest ne semble pas aussi tardive et aurait même été suivie d'une phase d'écoulement sud et sud-est (Terasmae 1965; Gadd 1980a, 1980b; Corbeil 1984; Delage 1997).

Lors du retrait glaciaire, le Lac Candona s'est étendu sur une partie des basses terres du Saint-Laurent avant l'invasion marine (Anderson 1985; Parent et Occhietti 1988, 1999; Naldrett 1988; Rodrigues 1992). À un moment donné, le Lac Candona aurait même été contigu avec le Lac glaciaire Iroquois, dans le bassin du lac Ontario (Clark et Karrow, 1984; Pair et Rodrigues, 1993). La transgression de la Mer de Champlain a sans doute été « instantanée » lorsque le recul du front glaciaire a dégagé la barrière près de Québec. Les

renseignements paléoécologiques révèlent que la Mer de Champlain a connu jusqu'à cinq phases évolutives (Rodrigues et Richard, 1986; Rodrigues, 1992; Guilbault, 1993; Cronin, 1976, 1988; Harrington et Occhietti, 1988). Cette mer épicontinentale aurait duré de 11.5-12 ka à 9.5 ka BP (Rodrigues, 1992; Parent et Occhietti, 1988, 1999). Toutefois, les plus récentes études suggèrent plutôt un âge de 11.1 ka BP pour le début de l'invasion marine (Richard et Occhietti 2004) et ce, en raison du vieillissement apparent des âges ^{14}C des faunes de la Mer de Champlain. Au début de l'Holocène, vers 10 ka BP, les eaux de fonte en provenance des Grands-Lacs proglaciaires ont pu se déverser dans la Mer de Champlain en régression dans la vallée de l'Outaouais (Prest, 1970). Le drainage des lacs Barlow-Ojibway via la rivière des Outaouais s'est effectué entre 10.1 et 8 ka BP (Veillette, 1994). Pendant ce temps, la phase marine tirait à sa fin, remplacée vers 9.5 ka BP par le Lac Lampsilis. Ce dernier a laissé sa place au Proto-St-Laurent vers 8 ka BP. Des niveaux de terrasse se sont emboîtés successivement lors de la mise en place du fleuve Saint-Laurent (MacPherson, 1967). Au cours de l'émersion des terres, l'activité éolienne a façonné certaines étendues de sables littoraux et d'alluvions fluviatiles (Gadd, 1971; Filion, 1987; David, 1988).

1.2.4. Hydrogéologie régionale

L'hydrogéologie régionale est décrite en détail dans Savard *et al.* (sous presse) et les contextes hydrogéologiques quaternaires sont analysés au Chapitre 3. Les roches sédimentaires les plus fracturées représentent l'aquifère régional. Au sommet de la séquence rocheuse, la densité des fractures ouvertes et contribuant à l'écoulement est élevée. Cette unité est confinée par le till et l'argile marine. Toutefois, ces unités confinantes sont discontinues, de sorte que des sédiments perméables peuvent être en contact localement avec l'aquifère fracturé. L'unité rocheuse et l'unité mixte (roches fracturés et sable/gravier généralement d'origine fluvioglaciaire) constituent le principal conduit de l'écoulement régional de l'eau souterraine. Celui-ci se fait principalement du nord vers le sud, mais des systèmes locaux d'écoulements existent. Ils sont contrôlés par les hauts topographiques, tels les collines d'Oka et la haute plaine de till, et dans une certaine mesure par les principales dépressions. Les hauts topographiques représentent les

principales zones de recharge, alors que les vallées enfouies offrent les meilleures conditions de confinement. Quelques secteurs d'eaux souterraines salées étaient connus avant cette étude (Simard, 1978; AGÉOS et INRS-EAU, 1998) et ils sont localisés vis-à-vis des portions surcreusées des dépressions. Enfin, les unités sableuses situées stratigraphiquement au-dessus des argiles marines constituent des aquifères perchés. En raison de leur étendue limitée, ces derniers sont rarement exploités pour l'eau souterraine dans le secteur d'étude. Il est à noter que ces aquifères libres sont, dans certains cas, connectés directement au roc ou à des sédiments fluvioglaciaires perméables qui s'étendent sous l'argile, tel l'esker de Sainte-Thérèse (cf., Chapitre 3).

Les données concernant la recharge apparaissent dans Hamel (2002), alors que les résultats concernant les propriétés hydrauliques de l'aquifère et ceux de la modélisation numérique apparaissent, respectivement, dans Nastev *et al.* (2004) et Nastev *et al.* (sous presse). Finalement, l'origine et l'évolution hydrogéochimique de l'eau souterraine de la région ont été étudiées par Cloutier (2004).

1.3. MÉTHODOLOGIE

1.3.1. L'analyse de bassin: une approche intégrée

L'approche préconisée dans cette thèse pour la caractérisation géologique s'inspire de celles employées dans les autres projets de caractérisation hydrogéologique de la CGC (e.g., Sharpe *et al.* 1996; Parent et al 1998; Sharpe *et al.* 2002), elles-mêmes dérivées des méthodes d'analyse des grands bassins sédimentaires (e.g., Miall 2000). Une analyse de bassin consiste en un exercice visant à comparer et à corréler l'information géologique de différentes parties d'un bassin sédimentaire et ce, dans le but de construire une image de son architecture stratigraphique et d'en reconstituer l'évolution. Mais comment peut-on parvenir à analyser un bassin à partir de quelques données dispersées? De toute évidence, ce genre de travail comporte plusieurs composantes et fait appel à de nombreux outils, chacun servant à résoudre un problème particulier. Dans ce genre d'approche, il faut

éviter de surexploiter une méthode au détriment des autres. Chacune apporte une réponse partielle et l'ensemble ne devient clair que lorsque les résultats obtenus de différentes façons sont mis à l'épreuve les uns avec les autres. D'où la nécessité d'utiliser une approche multidimensionnelle à différentes échelles. Par exemple, un profil sismique peut aider à localiser un ou plusieurs sites de forage dont les descriptions macro-stratigraphique (1D) vont permettent, à leur tour, d'interpréter adéquatement le profil (2D). En outre, les analyses micro-stratigraphiques, géochimiques, géochronologiques et autres effectuées sur les échantillons permettent de mieux définir la nature et l'origine des unités rencontrées en forage. Cette compréhension nouvelle permet ensuite de faire des liens avec d'autres données de sous-surface situées à distance ainsi qu'avec les cartes géologiques et les coupes en surface et d'ainsi en arriver à une image plus globale de l'architecture stratigraphique (3D) et de l'évolution d'une partie du bassin. En répétant ce type de procédure d'un secteur à l'autre d'un même bassin, on peut parvenir à générer un modèle stratigraphique pour l'ensemble du bassin et à retracer son évolution. Une partie de cette analyse et la représentation de l'image qui en découle peuvent être complétées sur un ordinateur à l'aide des outils spécialisés pour ce genre de tâches. Cette dernière étape facilite la visualisation et l'interprétation des données. Elle permet également d'aller au-delà de l'image mentale et d'utiliser le modèle à des fins de caractérisation hydrogéologique. Les trois prochaines sous-sections fournissent quelques explications sur les méthodes utilisées dans le cadre de cette étude pour effectuer l'analyse du bassin quaternaire.

1.3.1.1. Travaux de terrain

La cartographie géologique des formations superficielles et la compilation des coupes géologiques sont les premières étapes logiques dans une analyse de bassin quaternaire. Au cours de cette étape, les matériaux de surface ainsi que les formes de terrain sont répertoriés, examinés et interprétés. Leur distribution est déterminée à la fois à partir des observations de terrain et de l’interprétation des photographies aériennes. De plus, les coupes géologiques rencontrées au cours de ces travaux sont localisées, décrites et échantillonnées. Sur le terrain, l’architecture des unités et leurs faciès sont définis en

tenant compte des caractères suivants : la composition lithologique, la granulométrie relative, les structures sédimentaires, la couleur, la présence de matière organique, le contenu en macrofossile, les variations latérales, les coupures ou discontinuités dans la sédimentation et le degré d'oxydation ou de réduction. Deux cartes ont été produites à une échelle de 1:50 000 dans le cadre du projet CartNat (Bolduc et Ross 2001a, b) et ont servi de base aux travaux de cette thèse. Ces cartes ont fourni de multiples renseignements utiles à la construction d'une partie des cadres stratigraphique et hydrostratigraphique et à la reconstitution paléogéographique. De plus, ces travaux initiaux ont permis d'identifier des sites, en particulier des coupes géologiques, qui ont fait l'objet d'une étude plus détaillée par la suite. Enfin, une analyse des cartes combinée à l'examen des données de forage disponibles ont permis d'obtenir une première évaluation des conditions de sous-surface. Cette évaluation a servi à localiser les sites les plus pertinents pour une étude plus approfondie de la sous-surface à l'aide de méthodes géophysiques et de forages.

Les méthodes sismiques jouent un rôle fondamental dans l'analyse de bassin, plus particulièrement dans l'étude stratigraphique des formations enfouies inaccessibles à l'observation directe, sauf par forage (Pomerol *et al.* 1987). Elles reposent sur l'analyse de la propagation d'ondes (ondes compressives surtout) engendrées en surface par une explosion ou un choc mécanique. Les explications détaillées du développement de ces techniques appliquées à l'étude des formations superficielles enfouies sont données dans Hunter *et al.* (1989), Pullan et Hunter (1990) et Steeples et Miller (1990), de même que dans Pullan et Hunter (1999) et Steeples (1998).

Un terrain argileux saturé d'eau très près de la surface et caractérisé par une importante épaisseur d'argile (>30 m) représente les conditions idéales d'utilisation de la réflexion sismique pour caractériser les formations superficielles (Pullan et Hunter 1999). De telles conditions existent à maints endroits dans la région à l'étude et correspondent généralement à l'emplacement de vallées enfouies pour lesquelles il n'existe *a priori* que très peu d'informations en ce qui concerne leur contenu, leur profondeur et leur largeur. L'utilisation de cette technique constitue donc un atout majeur dans cette étude.

La méthodologie employée dans les travaux de réflexion sismique ainsi que le traitement des données sont présentés dans Benjumea *et al.* (2001). Le texte qui suit reprend l'essentiel de la stratégie de terrain initialement décrite dans cet article. Une série de tests sismiques a d'abord été effectuée afin de déterminer l'emplacement des lignes sismiques. Un total de 23 sites a été testé à l'été 2000. Une configuration à 24 canaux constitués de géophones (50 Hz) distants de 3 m entre eux a été utilisée. Une série d'enregistrements des ondes compressives (ondes P) a été obtenue à partir de détonations faites à 1 m de profondeur au centre de la ligne et à 3, 4.5, 28.5 et 30 m de chaque extrémité. La source explosive utilisée est un « Buffalo gun » (Pullan et MacAulay 1987) muni d'une cartouche « à blanc » de calibre 12 contenant 180 grains de poudre noire. Les données ont été enregistrées sur un sismographe de modèle *Geometrics Strataview engineering*.

Pour les profils sismiques, une géométrie composée de 36 géophones séparés de 5 m les uns des autres (ligne active sur 175 m à la fois) a été utilisée. Avec une telle configuration, une série de 12 enregistrements est initialement compilée provenant d'explosions situées entre les géophones 12 et 13, jusqu'à la position située entre les géophones 23 et 24. Ensuite, la première douzaine de géophones est déplacée vers l'extrémité de la ligne, où doit se poursuivre le profil, et le processus est répété. Les vitesses des différents matériaux ont été calculées à l'aide de profils verticaux pour deux des profils sismiques.

Quelques levés de géoradar ont également été effectués. Les principes de base de cette technique sont similaires à ceux concernant la réflexion sismique. Ce type de levés utilise toutefois de petites impulsions électromagnétiques à haute fréquence, c'est-à-dire entre 10 à 1000 MHz (Robinson et Michaud 1999). La constante diélectrique contrôle donc la vitesse de propagation des ondes (Peters *et al.* 1994). De plus, par opposition à la réflexion sismique, cette technique est surtout appropriée dans des conditions de surface peu humide et sableuse. Elle se prête donc bien à l'étude des dépôts sableux. L'équipement est constitué d'un système émetteur/récepteur (pulseur et antennes) et le tout est relié par câbles et fibre optique à un ordinateur portatif. Des levés de géoradar ont été effectués à l'été 2000 sur cinq sites (cf., Chapitre 3; Fig. 3.2; Appendice C). Les

profils ont entre 100 et 250 m de longueur. L'espacement entre les antennes était de 1 ou 2 m, avec des mesures prises aux 50 cm ou au mètre.

Outre les levés géophysiques, plusieurs forages ont été effectués dans le cadre des projets AFSOQ et CartNat afin d'étudier la sous-surface. Le choix des sites et des techniques utilisées a été fait en collaboration avec les autres membres de l'équipe. Le Tableau 1.1 présente les différentes méthodes de forage et d'échantillonnage qui ont été utilisées dans cette étude. Ces forages ont permis, entre autres, d'obtenir des échantillons afin de caractériser les formations quaternaires sous la surface dans des secteurs d'intérêt tels le long des profils géophysiques. La description des échantillons s'effectue selon une méthode similaire à celle utilisée pour lever les coupes géologiques. Elle consiste donc à définir des unités sur la base de leurs lithofaciès et de leurs limites. L'analyse des faciès s'effectue en tenant compte des mêmes caractères, quoique que plusieurs structures sédimentaires ne peuvent être observés, non plus que les variations latérales de faciès. Certains forages ont été d'un plus grand intérêt que d'autres pour cette thèse, notamment ceux pour lesquels l'échantillonnage a pu être effectué soit en continu, soit de façon très serrée. Les localisations et descriptions de trois de ces forages apparaissent uniquement dans Ross *et al.* (2001) (cf., Appendice F), alors que trois autres figurent au Chapitre 2.

Des tubes en PVC de 2.5 pouces (6.6 cm) de diamètre ont pu être installés dans deux des trous de forage, afin de pouvoir effectuer des diagraphies (cf., Appendice C). Les diagraphies sont des enregistrements continus des propriétés physiques des formations traversées le long d'un trou de forage (Douma *et al.* 1999). Ces propriétés sont mesurées dans les formations superficielles par une série de sondes descendues à l'intérieur du tubage de PVC par un câble d'acier. Le grand intérêt des diagraphies est qu'elles enregistrent en continu les variations dans les propriétés ou paramètres physiques. Ainsi, elles ajoutent de l'information précieuse, surtout si l'échantillonnage effectué lors du forage n'était pas continu.

Tableau 1.1 : Résumé des techniques de forage et d'échantillonnage utilisées

Technique de forage	Type d'échantillon	Dimension de l'échantillonneur
Marteau fond de trou	En vrac	N/A
Forage au diamant (Tubage NQ)	Cuillère fendue	2 tailles : Long. 1.5'-2.5' Ø : 1.5" -1" ¾
Forage au diamant (tubage NQ)	Tube *Shelby*	Long. : 2.5' Ø : 2" 7/8
Forage au diamant (tubage H)	Tube à piston	Long. : 2'7" Ø : 3"
Forage au diamant (tubage NQ.3)	En continu	Ø : 1" 7/8
Forage portatif (*Pionjar*)	*Flow through*	Long : 20 cm Ø : 2 cm

1.3.1.2. Travaux de laboratoire

Plusieurs analyses ont été effectuées sur les échantillons (Tableau 1.2) dans le cadre de l'analyse stratigraphique et de la reconstitution paléogéographique (cf., Chapitre 2). Les tills ont été tamisés et plusieurs comptages pétrographiques ont été effectués sur les fractions 2-4 mm et ≥ 8 mm (cf. Appendice F). La fraction < 63 μm a servi pour les analyses géochimiques (cf., Appendice A). Les éléments majeurs et les métaux en traces ont été analysés par spectrophotométrie d'émission atomique en plasma inductif (ICP-AES) et plusieurs échantillons de till ont aussi été analysés pour leur contenu en niobium (Nb) et en terres rares (TR) par spectrométrie de masse couplée au plasma inductif (ICP-MS). Ces analyses ont été effectuées au laboratoire de l'INRS-ETE à Québec. Quelques échantillons d'argile marine et de rhythmites proglaciaires ont été analysées pour leur contenu en microfossiles. Enfin, quelques échantillons de bivalves et de bois ont été analysés par spectométrie de masse par accélérateur (SMA) pour obtenir leur âge ^{14}C (cf., Appendice B). Ces analyses ont été effectuées par *Geochron Laboratories* et *Beta*

Analytic. Finalement, 2 échantillons de sable et de silt ont été soumis à des analyses de luminescence (IRSL) au laboratoire LUX de l'UQAM afin d'estimer leur âge.

Tableau 1.2 : Liste des analyses effectuées dans le cadre de cette recherche.

Analyses	Détails	Techniques	Laboratoire
Pétrographiques (comptages)	Fractions ≥ 8 mm, 2-4 mm	Tamisage, rinçage, observ. binoculaire, test HCl.	*INRS-ETE*
Géochimiques	Éléments majeurs, traces	ICP-AES	*INRS-ETE*
	Nb, Terres rares	ICP-MS	*INRS-ETE*
Géochronologiques	Bivalves, bois,	SMA (^{14}C)	*Geochron* *Beta A.*
	Sable, silt	IRSL	*LUX*
Micropaléontologiques	Foraminifères Ostracodes	Désaggrégation, tamisage, densimétrie, comptage	J.-P. Guilbault

1.3.1.3. Compilation et traitement des données

L'analyse de la stratigraphie, de la paléogéographie et des contextes hydrogéologiques d'un bassin quaternaire nécessite l'assemblage et le traitement d'un grand nombre de données. L'inventaire des données géoscientifiques disponibles a été effectué de façon intensive dès le début du projet et s'est poursuivi par la suite afin d'intégrer les nouvelles données. Ces informations ont été compilées, pour la plupart, dans deux bases de données développées par la Commission géologique du Canada (CGC), l'une pour le projet CartNat, et l'autre pour le projet AFSOQ. La première a été développée sur *Field Log*, un logiciel maison de la CGC, et comprend les nouvelles données colligées au cours de la campagne de cartographie. La deuxième a été développée sur *Access* (Microsoft) et sa structure relationnelle est similaire à celle qui avait été développée pour le projet de

cartographie hydrogéologique du piémont laurentien (Boisvert et Michaud 1998). Deux catégories de données y ont été intégrées: les nouvelles données provenant des travaux effectués dans le cadre du projet AFSOQ et les données de forages archivées. Les nouvelles données pertinentes à ce projet de recherche comprennent les descriptions des coupes, des forages, des échantillons de sédiments, ainsi que les résultats des analyses effectuées sur ces derniers. Les données de forages archivées proviennent principalement du système d'information hydrogéologique (SIH) développé et maintenu par le Ministère de l'Environnement du Québec (www.menv.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/index.htm). Le SIH contient notamment des informations provenant des rapports de forage des puisatiers du Québec. Les autres données archivées proviennent du Ministère des Transports du Québec, du Ministère des Ressources naturelles et de Ressources naturelles Canada (essentiellement de la CGC) et de divers rapports d'études effectuées par des firmes de consultants. Étant donné que les informations proviennent de sources multiples, elles ne sont pas uniformes. De plus, elles sont de qualité très variable et un certain nombre de données sont susceptibles de contenir des erreurs significatives, par exemple celles provenant du SIH. La vérification de ces données en vue d'une intégration optimale était donc une étape incontournable.

Les données de forage ont d'abord été analysées et classées selon une série de critères ou indicateurs de fiabilité (cf., Chapitre 3). Lors de cette étape, les logiciels *MapInfo*, *Borehole Mapper* et *Vertical Mapper* ont été utilisés pour visualiser et analyser les données dans l'espace géographique. Les données lithologiques brutes associées aux descriptions de forages ont également été codifiées dans *Access* afin d'uniformiser et de réduire le nombre d'attributs descriptifs (Parent *et al.* 2003). Ce code est une classification additionnelle visant à faciliter la comparaison et la corrélation entre des données basées sur différents codes, tels les codes de lithofaciès versus celui utilisé par le SIH du Ministère de l'Environnement du Québec.

La grande majorité des données contenues dans ces bases de données, en particulier les données de forages, de même que d'autres données (données topographiques, cartes géologiques, etc.) ont été par la suite transférées dans le logiciel *Microstation* (Bentley)

afin de poursuivre les efforts d'analyse de bassin. Il s'agit d'un logiciel spécialisé dans le dessin et la conception assistées par ordinateur (DAO/CAO) et offrant la possibilité de travailler dans un environnement tridimensionnel. Ce dernier a surtout servi dans ce projet à générer une surface topographique, à visualiser les données de forages en trois dimensions afin de poursuivre l'étape de vérification des données et, enfin, à construire une série de coupes géologiques régionales. Toutes les données, ainsi que les coupes nouvellement créées ont ensuite été transférées dans le logiciel de géomodélisation *gOcad* (Earth Decision Sciences). Ce logiciel, spécifiquement développé pour répondre aux besoins de la modélisation géologique (Mallet 2002), a permis de finaliser l'analyse tridimensionnelle (cf., Chapitre 3). Il est d'ailleurs rapidement devenu l'outil de choix dans la démarche méthodologique déployée pour atteindre les objectifs 2 et 3 de la présente recherche. Les notions théoriques de base concernant la modélisation des objets géologiques en général, et aussi celles spécifiques au logiciel, sont brièvement décrites dans la section suivante (cf., section 1.3.2). Suite à la décision d'utiliser ce logiciel plutôt que *Microstation*, il est devenu clair qu'une seule étape de transfert des données aurait suffit puisqu'il est possible de faire tout le travail de modélisation géologique dans *gOcad*. La liste des logiciels utilisés est présentée au Tableau 1.3.

Tableau 1.3 : Liste des logiciels utilisés pour la compilation, le traitement des données et les analyses géologiques et hydrogéologiques.

Logiciel	**Type**	**Utilité dans le projet**
Fieldlog (CGC)	Base de données	Gestion des données du projet CartNat
Access (Microsoft)	Base de données	Gestion des données du projet AFSOQ
MapInfo/Vertical Mapper (MapInfo)	SIG	Visualisation et analyse spatiale
Microstation / Geopack (Bentley)	DAO/CAO 2D-3D	Visualisation des données, construction d'une surface topo. et de coupes géologiques
gOcad (Earth Decision Sciences)	Géomodélisation multidimensionnelle	Visualisation, interpolation, analyse des données; construction d'objets géologiques; analyses hydrogéologiques (contextes hydro., vulnérabilité)

L'approche préconisée vise à passer graduellement de l'information en 1D (forage), vers une compréhension en 2D, via des coupes géologiques, puis à une interpolation des coupes 2D pour former un modèle 3D. Il est important de noter que l'information détaillée de la carte géologique de surface et les données fiables entre les coupes sont également prises en compte lors de l'interpolation. Le modèle final s'appuie donc sur les coupes interprétées, la carte géologique et les données de qualité, qui constituent l'hypothèse à contraindre. Une fois complété, le modèle géologique régional est constitué à la base d'une surface continue (ie. le roc) et de surfaces discontinues (ie. les unités quaternaires), interconnectées entre elles et représentant le sommet de chacune des principales unités du bassin (cf., Chapitre 3). Une représentation topologique des unités sous forme de régions 3D et des grilles stratigraphiques peuvent être générées à partir de ce «squelette». Dans ce projet, ces objets sont utiles pour obtenir l'épaisseur et le volume des unités. De plus, les grilles constituent le principal outil pour estimer la vulnérabilité de l'aquifère rocheux à la contamination (cf., Chapitre 4). Un sommaire des concepts et méthodes de cartographie de la vulnérabilité est présenté plus loin (cf., section 1.3.3).

1.3.2. La modélisation géologique tridimensionnelle

1.3.2.1. Objets et méthodes

La modélisation géologique tridimensionnelle a pour objet de fournir une représentation géoréférencée en format digital de la géométrie et, s'il y a lieu, des propriétés des unités géologiques d'une région donnée et ce, pour diverses utilisations. Malgré les récents développements dans le domaine de la modélisation 3D (e.g., Raper 2000; Mallet 2002), construire un modèle géologique en trois dimensions demeure une tâche très difficile étant donné certaines contraintes inhérentes aux géosciences. D'après Turner (1989), il existe au moins quatre difficultés majeures propre aux géosciences en matière de modélisation 3D:

1) L'information disponible concernant la géométrie et les propriétés des unités géologiques est généralement très incomplète et ce, à toutes les échelles. De plus, certaines informations peuvent même sembler contradictoires;
2) L'environnement de sous-surface est souvent caractérisé par des relations spatiales extrêmement complexes;
3) La réalité économique et d'autres considérations pratiques empêchent un échantillonnage dense qui permettrait d'éliminer plusieurs incertitudes;
4) Les relations entre les valeurs des propriétés et les volumes considérés "représentatifs" (le facteur d'échelle) sont généralement peu ou pas connues.

Ainsi, modéliser la géologie d'une région implique de construire des objets pour lesquels la géométrie et les propriétés ne sont connues au mieux que très partiellement. Il faut ajouter à cela le fait que l'information géologique n'est pas toujours quantitative et elle est même souvent largement basée sur des observations indirectes. Par exemple, un contact géologique peut être inféré entre deux observations de terrain, notamment à partir de l'analyse de photographies aériennes. Des données géophysiques peuvent être analysées et interprétées afin de déduire les conditions de sous-surface. On fait parfois appel à des termes anglo-saxons tels que *soft data* pour qualifier ce type données. Généralement, ces

dernières sont beaucoup plus nombreuses que les observations directes ou *hard data*. Par conséquent, elles doivent être prises en compte d'autant plus qu'elles fournissent souvent des informations valables sans lesquelles il serait pratiquement impossible de construire un modèle géologique adéquat. Un système de géomodélisation doit donc permettre de tenir compte des différentes contraintes inhérentes aux données (*soft* et *hard*) et de rattacher des propriétés aux objets naturels complexes (Mallet 1992, 2002). Enfin, il doit permettre l'application de requêtes, de calculs et autres commandes sur les objets modélisés et leurs propriétés. Finalement, les modèles géologiques sont sujets à de nombreuses modifications et les systèmes de géomodélisation doivent permettre certaines transformations afin de satisfaire, entre autres, les exigences d'autres systèmes et applications. Le Tableau 1.4 présente une liste des principales possibilités que doivent offrir ces systèmes.

Tableau 1.4 : Liste des principales possibilités que doivent offrir les systèmes de géomodélisation (adapté de Rhind, 1992; de Kelk, 1992).

	Tâches
1	Importation de données diverses (e.g., forages, données topographiques)
2	Gestion et manipulation de données tridimensionnelles
3	Construction d'objets géométriques multidimensionnels (points, lignes, surfaces, volumes) à l'aide d'outils interactifs
4	Modification des objets à l'aide d'outils interactifs (e.g., sélection, rotation, translation, transformation géométrique)
5	Analyse des relations entre les objets (topologie) et conversion de structure (e.g., structure vectorielle vers structure cellulaire (voxel) et *vice versa*)
6	Interpolation et représentation des propriétés internes des objets
7	Analyse des données (e.g., statistique) et calculs (e.g., volume, distance, orientation)
8	Visualisation performante des données et des objets à différentes échelles
9	Gestion du système (e.g., historique des opérations, automatisation des procédures)
10	Transfert efficace des données vers d'autres systèmes

Il existe deux grandes catégories d'approches pour représenter en trois dimensions des objets géologiques: la modélisation volumique et la modélisation surfacique (Raper 2000). L'objectif commun de ces approches est de construire des modèles qui soient (1) géométriquement cohérents, i.e. qu'ils respectent les données, (2) topologiquement cohérents, i.e. qu'ils respectent les relations entre les objets géologiques, (3) géologiquement réalistes et (4) dans une certaine mesure, reproductibles (Courrioux *et al.* 2001).

La modélisation volumique consiste en une discrétisation de l'espace en cellules ou voxels (Turner 1992) auxquelles peuvent être attribuées une ou plusieurs propriétés à l'aide de différentes techniques d'interpolation (e.g., géostatistiques). Les volumes sont alors décrits sur la base de ces propriétés, par exemple un faciès ou une propriété physique (e.g., porosité). Ce type de modèle est particulièrement approprié pour résoudre numériquement des équations différentielles aux dérivées partielles. De plus, ces grilles sont largement utilisées pour représenter les conditions de sous-surface lorsque de grandes quantités de données tridimensionnelles sont disponibles (e.g., réflexion sismique 3D). Dans certains cas, il peut être pratique de générer une iso-surface S_c définie par:

$$p \in S_c \Leftrightarrow f(p) = c \qquad [1.1]$$

où $f(p)$ représente les valeurs d'une propriété non-constante définie à chaque point p d'une grille 3D, et c est une iso-valeur donnée (Bloomenthal *et al.* 1997). Outre les applications géophysiques, ce type de surfaces est utilisé dans l'évaluation des ressources ou pour représenter un panache de contaminants à l'intérieur duquel la concentration dépasse un certain seuil (Houlding 1994).

Toutefois, il est généralement difficile d'obtenir une représentation réaliste des unités géologiques avec une grille 3D sans construire au préalable un modèle définissant l'architecture stratigraphique. Les modèles «frontières», mieux connus sous le terme de *Boundary Representation* (*b-rep*), permettent de représenter cette architecture stratigraphique (Lemon et Jones 2003; Caumon *et al.* 2004). Avec cette approche, les

objets géologiques sont définis sur la base de leurs limites géométriques. En pratique, ces limites sont représentées initialement par des surfaces interconnectées formant un modèle surfacique géologique (MSG) (Fig. 1.7a). Il peut s'agir, par exemple, de surfaces triangulées (e.g., Mallet 1992). Ces dernières peuvent être générées en interpolant diverses observations de terrains, des données de forages et des contacts géologiques provenant de cartes ou de coupes géologiques. Plusieurs représentations topologiques ont été proposées pour modéliser les objets géologiques à partir de surfaces interconnectées (e.g., Halbwachs *et al.* 1996; Mello et Henderson 1997; Lévy 1999; Mello et Cavalcanti 2003). Elles permettent une partition de l'espace en régions 3D représentant les unités géologiques formant ainsi le «modèle frontière» ou le *b-rep* (1.7b). Enfin, les unités géologiques peuvent, à leur tour, être subdivisées de différentes manières pour obtenir une maille interne (Figs. 1.7c, 1.7d) (e.g., Lepage 2002; Mello et Cavalcanti 2003). Dans cette approche dite «hybride», les deux types de modélisation (surfacique, volumique) sont utilisées en combinaison.

Il est clair qu’il y a un besoin pour les deux types de partitions cellulaires, soit la partition en larges régions 3D et la partition en grilles ou mailles 3D. Le modèle surfacique géologique (MSG) et sa représentation topologique (i.e. le *b-rep*) représentent la connaissance de l’architecture stratigraphique et structurale du domaine modélisé. Les grilles 3D correspondent à la partition du MSG en une série de cellules dont la taille et la forme sont adaptées aux besoins d’une application particulière (Mallet 2003; Mello et Cavalcanti 2003). Plusieurs grilles peuvent donc être générées pour un même MSG (Figs. 1.7c, 1.7d). L'avantage de conserver un modèle de référence basé sur la modélisation surfacique et de l'utiliser pour générer différentes grilles par la modélisation volumique est très significatif. En effet, sans modèle surfacique, un effort considérable est nécessaire pour transformer un type de grille pour répondre aux besoins d'applications diverses utilisant des techniques numériques distinctes (e.g., différences finies, éléments finis) (Mello et Cavalcanti 2003). Enfin, il est important de noter que la discrétisation de l’espace en de telles grilles ne peut se faire sans une certaine simplification géométrique et, parfois, topologique du MSG. Le degré de simplification dépend du type de la grille (Mallet 2003).

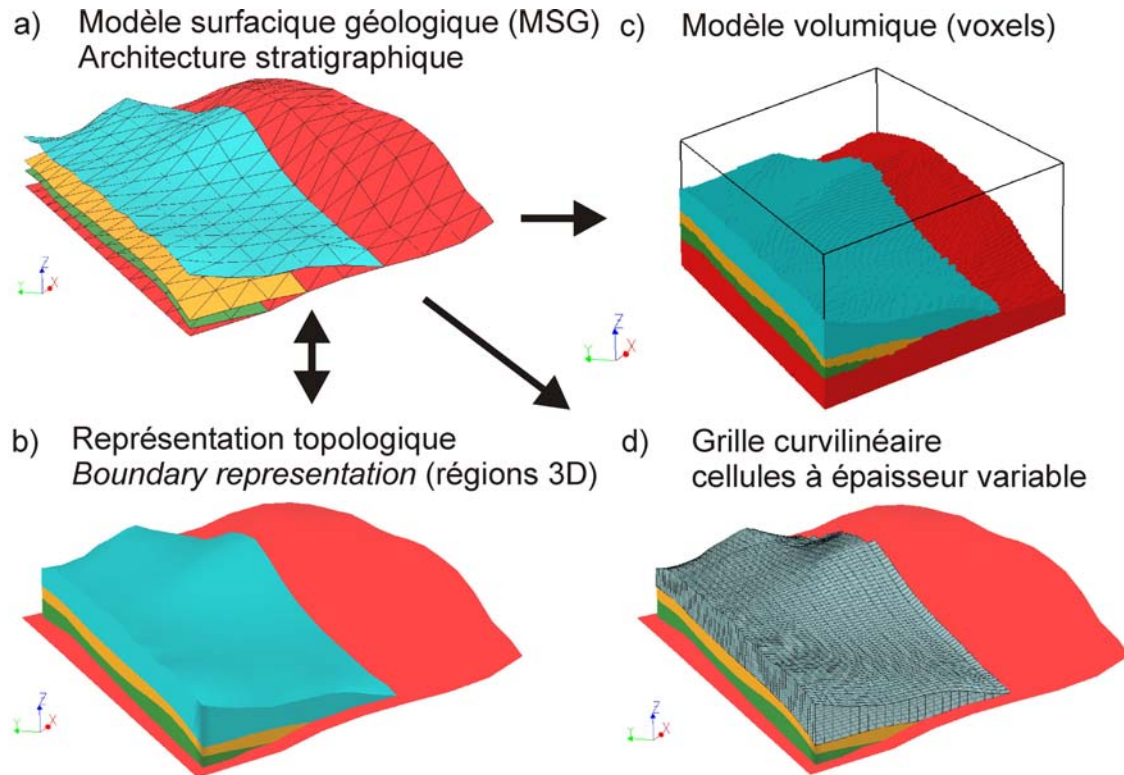


Figure 1.7 : **a**) Un modèle surfacique géologique en 3D (MSG) est constitué de surfaces interconnectées représentant l'architecture stratigraphique d'une région. **b**) La représentation topologique en région 3D du MSG ou modèle frontière (*Boundary representation, b-rep*). Une surface fermant les bordures du MSG (*bounding box*) est nécessaire pour obtenir cette représentation. **c**) et **d**) Deux exemples de discrétisation du MSG où les cellules sont des hexaèdres (cubes).

Il existe de nombreuses variantes aux approches décrites ci-haut. La différence se situe souvent dans les techniques d'interpolation et dans le type de données utilisées pour construire le modèle. Par exemple, il existe de nombreuses techniques pour construire de façon plus ou moins automatique un modèle géologique (surfacique ou volumique) à partir d'une série de coupes géologiques. Elles sont souvent basées sur des algorithmes initialement développés dans le domaine médical. Xu et Dowd (2003) présentent une liste assez complète de ces techniques.

1.3.2.2. La modélisation des objets géologiques à l'aide du modeleur gOcad

Dans ce projet, la modélisation géologique tridimensionnelle a été effectuée à l'aide du logiciel gOcad (Earth Decision Sciences) (cf., section 1.3.1.3). Ce logiciel a été conçu pour la modélisation d'objets naturels complexes et, par conséquent, il intègre de nombreuses fonctionnalités spécifiques à la modélisation géologique tridimensionnelle. Il remplit les exigences énumérées au Tableau 1.4 et permet de franchir toutes les étapes illustrées à la Figure 1.7. Notons qu'il est largement utilisé dans l'industrie pétrolière et de plus en plus dans les autres domaines des géosciences. Le logiciel gOcad est développé sous la direction de Jean-Laurent Mallet à l'Institut National Polytechnique de Lorraine, à l'École Nationale Supérieure de Géologie (Nancy, France). Contrairement aux méthodes basées sur des fonctions polynomiales continues, telles que celles utilisées par la plupart des logiciels de DAO/CAO, l'approche développée dans gOcad est basée sur une discrétisation des objets semblable aux méthodes d'éléments finis. Le texte qui suit fournit quelques notions théoriques de base sur la modélisation discrète des objets naturels dans gOcad. Les explications proviennent de Mallet (1997, 2002), mais elles sont présentées ici sous une forme très écourtée et largement simplifiée. Pour les aspects plus pratiques, le lecteur est invité à consulter le manuel d'instructions fourni par Earth Decision Sciences (2001), qui maintient la version commerciale du logiciel.

Dans gOcad, les objets géologiques sont modélisés comme des ensembles Ω de points appelés «nœuds» liés à leurs voisins par des segments. La notation suivante est utilisée :

$$\Omega = \{1, 2, \ldots, \alpha, M\} \qquad [1.2]$$

$$N(\alpha) = \{\alpha, \beta_1, \beta_2, \ldots\} \qquad [1.3]$$

On peut dire que $N(\alpha)$ est un sous-ensemble de Ω comprenant des nœuds β liés au noeud α. Ces nœuds appartiennent à Ω de même que les segments qui les relient à leurs voisins pour générer un graphique $G(\Omega, N)$ qu'on appelle un maillage ou une grille. Dépendamment de la dimension topologique de l'objet à modéliser, la grille peut être:

- Une courbe décomposée en segments (cellules 1D);
- Une surface formées de facettes triangulaires ou polygonales adjacentes (cellules 2D);
- Un volume discrétisé en un ensemble de tétraèdres ou polyèdres adjacents (cellules 3D).

Chaque nœud $\alpha \in \Omega$ d'une telle grille est associé à un ensemble fini d'attributs tels les coordonnées (*x, y, z*) du nœud dans l'espace et les valeurs de propriétés physiques (*k, q,...*) associées à ce nœud. En pratique, pour chaque nœud $\alpha \in \Omega$, ces attributs sont rassemblés en une fonction vectorielle $\varphi(\alpha)$ définie sur l'ensemble Ω et qui doit respecter une série de contraintes linéaires *C*. L'ensemble composé du graphique G(Ω, N), des fonctions φ et des contraintes *C* est un «modèle discret» noté $M^n(\Omega, N, \varphi, C)$:

L'algorithme *Discrete Smooth Interpolation* (DSI) est utilisé pour interpoler les composantes de $\varphi(\alpha)$ à n'importe quel nœud α de la grille (Mallet 1989, 1992, 2002). Le DSI est indépendant de la dimension topologique de la maille (courbe, surface, volume) et du type de composantes de la fonction φ à estimer (géométrie, propriétés physiques, probabilités, etc.). Le DSI permet à la fonction φ de respecter un grand nombre de contraintes *C* induites par les données et pouvant agir comme autant de composantes croisées. Certaines contraintes peuvent être totalement respectées alors que d'autres peuvent être respectées de façon variable en fonction d'un facteur de «certitude». Sans entrer dans les détails, on peut dire que la solution DSI φ obtenue est le minimum d'un critère de «rugosité globale» R*(φ), qui est une forme quadratique égale à la somme d'un critère de rugosité R(φ) et du degré de divergence ou de «non-respect» de l'ensemble des contraintes $\rho(\varphi)$:

$$R^*(\varphi) = R(\varphi) + \rho(\varphi) \qquad [1.4]$$

Sous certaines conditions, qui sont généralement rencontrées en pratique, il peut être démontré que le minimum de R*(φ) existe et qu'il est unique (Mallet 1989, 1992, 2002).

L'approche méthodologique de base pour construire une surface dans gOcad est la suivante (Galera *et al.* 2003):

- Générer une surface triangulée planaire (la densité des triangles peut être modifiée);
- Définir l'ensemble des contraintes induites par les données;
- Modifier la géométrie de la surface à l'aide du DSI de manière à ce qu'elle respecte l'ensemble des données et des contraintes.

Il est important de noter que la notion de modèle discret $M^n(\Omega, N, \varphi, C)$ brièvement décrite ci-haut ne fait qu'une approximation de la topologie des objets réels. Cependant, les modèles topologiques intégrés au logiciel gOcad permettent de détecter et d'extraire sans ambiguïtés les portions adjacentes entre les entités topologiques (de n-dimensions). La sous-surface composée de surfaces triangulées interconnectées (Fig. 1.7a) peut alors être décomposée en un ensemble de régions 3D ou larges cellules 3D (cf., Fig. 1.7b) dont les limites correspondent aux limites ou surfaces géologiques (contacts, failles, etc.). Cette partition est très utile pour les besoins de visualisation et pour le calcul des volumes totaux. Toutefois, la partition de l'espace en larges régions 3D n'est pas appropriée pour plusieurs applications spécifiques, telles l'analyse géostatistique de l'hétérogénéité à l'intérieur des objets géologiques et la simulation des processus dynamiques. Dans les deux cas, il est nécessaire de discrétiser davantage les volumes (cf., Figs. 1.7c, 1.7d). Dans gOcad, les trois principaux types de grilles peuvent être générés, i.e.:

- Des grilles régulières dans lesquelles les cellules ont une forme hexaédrique (cubique). Certaines grilles peuvent être composées de cellules à épaisseur variable et de cellules tronquées afin de se conformer à un style stratigraphique (e.g., Fig. 1.7d);

- Des grilles irrégulières dans lesquelles les cellules sont polyédriques (e.g., tétraèdres);
- Des grilles hybrides formées surtout de cellules hexaédriques mais qui peuvent, dans les secteurs à géométrie plus complexe, être polyédriques.

Enfin, mentionnons qu'un système de coordonnées (*u, v, t*) peut être utilisé pour construire un domaine paramétrique dans lequel les distances euclidiennes requises par les outils géostatistiques sont calculées (Mallet 2004). Ceci permet d'éliminer les déformations et les discontinuités dans les problèmes d'interpolation de propriétés physiques.

1.3.3. La cartographie de la vulnérabilité des aquifères à la contamination

1.3.3.1. Concepts et méthodes

En raison du degré de protection variable offert par le milieu physique, certaines portions d'un aquifère sont plus susceptibles que d'autres d'être contaminées par l'activité anthropique actuelle ou future. Cette constatation a mené au développement du concept de vulnérabilité des aquifères à la contamination d'origine humaine. Par définition, ce concept exclut la vulnérabilité à la contamination naturelle, pouvant provenir par exemple de gîtes minéraux. Il est important de préciser qu'il s'applique essentiellement aux activités humaines dites courantes, telles les activités agricoles ou industrielles. Il exclut la contamination directe provenant de l'injection de saumures ou de la recharge artificielle par exemple, de même que celle liée à des activités exceptionnelles ou imprévisibles telles des essais nucléaires souterrains ou un acte terroriste. L'intrusion d'eaux salées résultant d'un pompage excessif en milieu côtier est également exclue de ce concept. Même s'il est *a priori* assez intuitif, ce concept n'en demeure pas moins difficile à définir, comme en témoigne les multiples définitions rencontrées dans la littérature (e.g., NRC 1993; Vrba et Zaporozec 1994). Ceci est dû au fait qu'il s'agit d'un concept relatif, la vulnérabilité n'étant pas une propriété mesurable. Il existe également une certaine confusion terminologique et parfois conceptuelle, notamment entre le concept de

vulnérabilité et la notion de risque. Ici nous faisons la distinction suivante: la vulnérabilité est fonction uniquement des propriétés physiques du milieu et parfois d'un contaminant, *i.e.* ce concept peut s'appliquer en l'absence d'activité humaine en cours au moment de l'étude, tandis que le risque s'ajoute à la vulnérabilité en tenant compte notamment de la localisation des sources potentielles de contamination et des pratiques en cours au moment de l'étude. Le risque peut aussi tenir compte de la densité de population, du degré d'utilisation de l'eau souterraine et des données sur la qualité de l'eau. La vulnérabilité est un concept fort utile dans la planification de l'aménagement d'un territoire en cours de développement, alors que l'ajout d'une analyse du risque est surtout utile pour gérer et protéger la ressource dans les secteurs ayant déjà fait l'objet d'un développement significatif. Toutefois, il est important de spécifier que le degré de vulnérabilité et le niveau de risque ne peuvent pas être nuls; un aquifère n'est jamais protégé à 100% par le milieu physique et les impacts de l'activité humaine peuvent atteindre des secteurs non-développés.

Le concept de vulnérabilité se divise en deux grandes catégories: il y a la vulnérabilité intrinsèque, *i.e.* celle basée sur les propriétés physiques du milieu sans considération pour les propriétés des contaminants, et il y a la vulnérabilité spécifique à un ou plusieurs contaminants. La première catégorie regroupe les approches qui ont pour objet d'évaluer la vulnérabilité de manière conservatrice, *i.e.* en considérant le pire scénario, celui dans lequel le contaminant se comporte comme l'eau. La deuxième catégorie regroupe les approches qui tiennent compte du comportement des contaminants, plus particulièrement vis-à-vis leur persistance et leur mobilité dans l'environnement. La vulnérabilité peut également être évaluée à différents endroits dans le système aquifère: ainsi l'on peut considérer la vulnérabilité à la contamination verticale d'un point situé à l'entrée de l'aquifère (Fig. 1.8a) et l'on peut considérer la vulnérabilité d'un point situé à l'intérieur de l'aquifère, par exemple la base d'un puit (Fig. 1.8b).

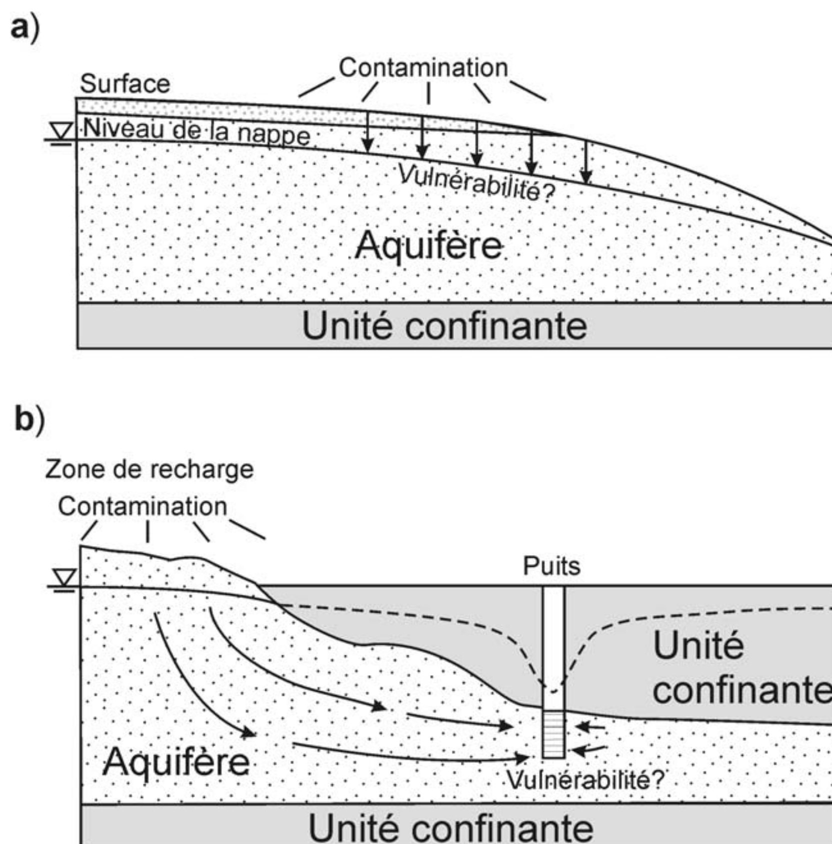


Figure 1.8 : **a**) La vulnérabilité est évaluée pour un point situé à l'entrée de l'aquifère et est une mesure du degré de protection offert par le milieu physique au-dessus de l'aquifère; **b**) La vulnérabilité est estimée pour un point situé à l'intérieur de l'aquifère. Elle est généralement basée sur le temps de parcours des contaminants et peut servir à délimiter les aires de protection autour des puits municipaux (e.g., Frind et Molson 2002).

Étant donné ces nuances conceptuelles, plusieurs méthodes ont été développées afin de prédire la vulnérabilité à la contamination et plusieurs listes plus ou moins exhaustives existent dans la littérature (e.g., NRC 1993; USEPA 1993; Vrba et Zaporozec 1994; Murat 2000). Ces méthodes peuvent être classées en trois catégories: (1) les méthodes cartographiques et paramétriques, (2) les méthodes basées sur la modélisation des processus (méthodes analytiques et modélisation numérique) et, (3) les méthodes hybrides. Les méthodes de la première catégorie (les méthodes paramétriques) utilisent des cartes thématiques illustrant la distribution de certains paramètres (e.g., géologie, recharge, profondeur à la nappe). Ces paramètres sont transférés sur une grille uniforme

et, dans le cas des méthodes cartographiques, un indice de vulnérabilité est attribué pour différentes combinaisons de paramètres. Par exemple, la présence d'une unité considérée perméable en conjonction avec une faible profondeur à la nappe génère un indice de vulnérabilité élevé. Dans le cas des méthodes paramétriques, un indice numérique est attribué à chaque paramètre. Généralement ces indices sont pondérés en fonction de leur importance relative. Un indice total est alors produit et regroupé sous la forme de classes de vulnérabilité. Les méthodes DRASTIC (Aller *et al.* 1987) et GOD (Foster 1987) sont des exemples bien connus de méthodes paramétriques. Les méthodes de la deuxième catégorie (méthodes analytiques et modélisation numérique) tentent de résoudre des équations mathématiques définissant des processus de transport des contaminants à l'aide de modèles déterministes (e.g., Carsel *et al.* 1984; Wagenet et Hutson 1987) avec, parfois, une composante stochastique (e.g., Villeneuve *et al.* 1987; Carsel 1988a, b). Elles sont généralement utilisées pour l'estimation de la vulnérabilité spécifique aux pesticides. Les méthodes de la troisième catégorie (méthodes hybrides) visent à estimer la vulnérabilité sur la base d'une propriété exprimant un processus physique (e.g. temps de parcours advectif), mais regroupe les résultats dans des classes de vulnérabilité de façon empirique à la manière des méthodes paramétriques. La méthode AVI (Van Stempvoort *et al.* 1993) est un exemple de méthodes hybrides dans laquelle un facteur de résistance est calculé pour chaque puit et les résultats ainsi obtenus sont regroupés dans des classes de vulnérabilité.

Les cartes de vulnérabilité peuvent être utilisées dans le processus d'analyse des *politiques de développement régional* afin d'identifier le potentiel de contamination des eaux souterraines en relation avec la réglementation en vigueur et les plans d'aménagement du territoire et d'apporter, s'il y a lieu, des correctifs à la réglementation ou aux plans d'aménagement. L'évaluation de la vulnérabilité peut également être utilisée dans la gestion des *programmes de protection de l'environnement*, plus particulièrement comme guide afin d'allouer les ressources financières et autres vers les secteurs où les besoins en matière de protection des eaux souterraines sont les plus grands. Les cartes de vulnérabilité peuvent aussi servir dans une certaine mesure à influencer les décisions des propriétaires fonciers en matière d'aménagement et de pratiques d'utilisation des sols en

les informant du potentiel relatif de contamination dans les secteurs englobant leurs propriétés. Enfin, les cartes de vulnérabilité sont un outil de communication entre les experts et le public permettant une certaine sensibilisation en matière de protection des eaux souterraines. Toutefois, ces cartes ne sont pas des produits très précis et objectifs. Les résultats sont typiquement caractérisés par un degré d'incertitude élevé qui n'est pas facile à évaluer. Il est donc très important que les preneurs de décisions deviennent des utilisateurs informés des limitations des cartes de vulnérabilité (NRC 1993). Le rôle de l'expert ne devrait donc pas s'arrêter une fois que la carte est complétée si l'on veut que ce type de produit soit bien utilisé.

1.4. SYNTHÈSE DE LA CONTRIBUTION DE L'AUTEUR

1.4.1. Contribution de l'auteur par rapport aux co-auteurs des articles

Le **Chapitre 2** est un article à soumettre au *Journal Canadien des Sciences de la Terre* par M. Ross, M. Parent, B. Benjumea et J. Hunter. Cet article présente les principaux résultats et interprétations sur la stratigraphie et la paléogéographie. En tant que premier auteur, M. Ross était responsable de l'élaboration de la stratégie de recherche, de la sélection des sites étudiés, de la collecte des données stratigraphiques et sédimentologiques et des échantillons, du choix des analyses en laboratoire et de certaines préparations et mesures en laboratoire, notamment le tamisage et les comptages pétrographiques, ainsi que de l'interprétation des résultats, de la préparation du manuscript et des figures. À titre de deuxième auteur et en tant que directeur de thèse, M. Parent a joué un rôle de supervision à toutes les étapes du processus et son expérience et ses conseils ont été indispensables tout au long de la recherche. La collecte des données sismiques a été effectuée en collaboration avec J. Hunter et B. Benjumea. L'équipement et la procédure de collecte des données (i.e. la configuration des géophones, etc.) ont été fournis par J. Hunter. Le traitement des données sismiques a été effectué par B. Benjumea. L'interprétation préliminaire des données sismiques a été effectuée en collaboration avec J. Hunter, mais l'interprétation finale avec l'ensemble des données (i.e.

profils sismiques, forages et analyses) a été complétée par M. Ross. Enfin, les diagraphies ont été effectuées par J. Hunter et son équipe.

Le **Chapitre 3** est un article publié dans *Hydrogeology Journal*, qui est présentement disponible en ligne à l'adresse suivante: http://link.springer.de/journals/hydrogeo/. Cet article présente la procédure générale de modélisation 3D développée dans cette recherche, de même qu'une analyse des principaux contextes hydrogéologiques et hydrostratigraphiques de la région à l'étude. M. Ross était responsable de la stratégie de recherche, du développement de la procédure de construction du modèle géologique 3D, de la compilation des données et de l'assemblage des données dans le système de géomodélisation, de la construction du modèle, de l'analyse des résultats, ainsi que de la préparation du manuscript et des figures. M. Parent a développé le code d'uniformisation des données utilisé dans ce travail. M. Parent et R. Lefebvre ont agi respectivement à titre de directeur et de co-directeur. Ils ont donc contribué largement à ce chapitre par leur encadrement et leurs conseils. Enfin, il est important de mentionner que le modèle 3D présenté dans cet article intègre les données de tous les forages effectués dans le cadre des projets CartNat et AFSOQ. Plusieurs personnes ont donc collaborées au choix des sites et à l'échantillonnage, mais l'auteur a participé étroitement à ces travaux. À titre d'exemple, la description et l'échantillonnage des séquences quaternaires ont été effectués en grande partie par l'auteur.

La première partie du **Chapitre 4** est présentement sous presse dans *Geofísica Internacional* et la deuxième partie est un extrait d'un compte-rendu de conférences (cf., Appendice E) qui vient ajouter certains éléments à la recherche présentée dans l'article. Ce chapitre présente la procédure générale d'évaluation de la vulnérabilité de l'aquifère rocheux à la contamination. M. Ross était responsable de la stratégie de recherche, du développement de la procédure et de l'analyse des données, ainsi que de la préparation des manuscripts et des figures. L'intégration de paramètres hydrogéologiques à un modèle 3D des formations quaternaires dans le but d'utiliser ce dernier pour évaluer la vulnérabilité de l'aquifère rocheux à la contamination est une idée originale de M. Ross. Toutefois, le développement de la procédure a été effectuée avec la collaboration étroite de R. Martel et R. Lefebvre. M. Parent et M.M. Savard ont contribué par leur suivi et

leurs recommandations, respectivement à titre de directeur de thèse et responsable du projet AFSOQ.

1.4.2. Contribution à l'étude du Quaternaire

Le Chapitre 2 présente le cadre stratigraphique quaternaire de la région à l'étude et un modèle paléogéographique de la dynamique glaciaire et de la déglaciation de la vallée supérieure du Saint-Laurent. L'emphase est placée sur la stratigraphie des vallées enfouies définies par forages et par réflexion sismique et sur les données sédimentologiques et géochimiques des unités rencontrées en sous-surface. La géométrie et le contenu de ces vallées étaient très peu connus avant cette étude. Cette dernière a donc permis de combler un vide dans la connaissance permettant ainsi d'améliorer le cadre stratigraphique et les modèles paléogéographiques régionaux. Parmi les faits saillants, deux couches de tills (le Till d'Argenteuil et le Till d'Oka) sont reconnues pour la première fois dans cette région et corrélées à des phases d'écoulement glaciaire distinctes au Wisconsinien, fort probablement au Wisconsinien supérieur. Auparavant, toutes les directions d'écoulement glaciaire étaient associées à un seul till (e.g., Lévesque 1982) ou encore, comme sur l'Île de Montréal (Prest et Hode-Keyser 1962, 1977), il n'y avait que peu ou pas de liens établis entre la stratigraphie des tills et la dynamique glaciaire régionale. De plus, la relation stratigraphique entre les deux est bien définie. Ces deux nouvelles unités témoignent d'événements qui ont eu un impact significatif sur la vallée supérieure du Saint-Laurent et elles sont suffisamment distinctes des unités existantes pour justifier cet ajout au cadre stratigraphique de la région, qui reposait en grande partie sur les travaux de MacClintock et Stewart (1965), Prest et Hode-Keyser (1962, 1977), Veillette et Nixon (1984) et Anderson *et al.* (1990).

Cette nouvelle stratigraphie, combinée à un réexamen des données en surface a permis de mettre en évidence un changement vraisemblablement rapide et important dans la dynamique glaciaire. Le modèle mis de l'avant dans cette thèse est que ce changement brusque de direction pourrait correspondre au développement d'un courant glaciaire dans l'axe de la vallée du Saint-Laurent et le bassin du Lac Ontario. Ainsi, l'aire d'alimentation du lobe Ontario s'étendait épisodiquement jusque dans la région de Montréal, engendrant

une importante phase régionale d'écoulement glaciaire vers le sud-ouest au Wisconsinien supérieur, et probablement à plusieurs reprises antérieurement. Certes, les évidences d'un écoulement glaciaire vers le sud-ouest dans la région de Montréal sont connues depuis longtemps. À titre d'exemple, quelques stries vers le sud-ouest figurent sur la carte des formations superficielles de Prest et Hode-Keyser (1962). Prichonnet (1977) est probablement le premier à proposer une séquence à plusieurs phases dans cette région incluant une phase vers le sud-ouest au Wisconsinien supérieur, mais celle-ci était considérée comme un événement tardif somme toute assez mineur comme en témoigne cet extrait: «Il est possible que ce mouvement vers le SO ne se soit pas développé au-delà des reliefs de Rigaud, dans les comtés de Vaudreuil et de Soulanges» (Prichonnet 1977). Gadd (1980a) a pour sa part identifié entre Ottawa et Montréal des mouvements vers le sud et le sud-est plus récents que ceux vers le sud-ouest. Un modèle a ensuite été proposé dans lequel les mouvements vers le sud sont représentatifs du dernier maximum glaciaire (Gadd 1987). Une séquence consistant en un mouvement ancien vers le sud-ouest suivi de mouvements vers le sud et le sud-est est d'ailleurs assez cohérente avec les observations rapportées par MacClintock et Dreimanis (1964) et MacClintock et Stewart (1965) le long de la voie maritime. La phase régionale d'écoulement vers le sud-ouest est donc reléguée au Wisconsinien inférieur et, par conséquent, les reconstitutions paléogéographiques régionales pour le Wisconsinien supérieur limitent généralement les écoulements vers le sud-ouest au bassin du Lac Ontario (e.g., Dyke et Prest 1987). Pourtant, plusieurs observations suggèrent que ces modèles étaient incomplets ou erronés. La provenance des blocs erratiques (Gadd 1980a; 1981), la composition du till en surface (Lévesque 1982; Clark et Karrow 1983; Kettles et Shilts 1987; Delage 1997) et de nombreuses formes de terrain sont compatibles avec l'existence d'un mouvement régional vers le sud-ouest au Wisconsinien supérieur. Or, les modèles régionaux de dynamique glaciaire (e.g., Prichonnet 1977; Clark et Karrow 1983; Dyke et Prest 1987; Gadd 1987, 1988; Prichonnet *et al.* 1987; Delage 1997) ne permettaient pas d'expliquer de façon satisfaisante l'ensemble des observations ou les causes possibles des changements de direction dans la vallée supérieure du Saint-Laurent. Le modèle proposé dans cette thèse fournit un éclairage nouveau sur les mécanismes pouvant être en cause dans les changements de direction d'écoulement glaciaire de cette région. De nouvelles lignes

d'écoulements sont proposées permettant de définir pour la première fois l'étendue probable d'un courant glaciaire dans la vallée supérieure du Saint-Laurent. Ce modèle est cohérent avec l'ensemble des observations et pourrait même expliquer certaines données concernant la composition des tills près du versant nord des Adirondacks; données qui étaient auparavant considérées «anormales» (cf., Denny 1974; Clark et Karrow 1983).

La mise en évidence d'une dynamique de courant glaciaire dans cette partie de l'inlandis laurentidien constitue une contribution scientifique qui va au-delà de l'intérêt régional, car l'intérêt envers les courants glaciaires (actuels et anciens) n'a cessé de grandir au cours des dernières années et ce sujet intéresse de nombreux chercheurs dans le monde (e.g., Clark 1995; Bentley 1998). Ceci est dû au fait que les courants glaciaires sont maintenant reconnus comme le principal moteur du transfert de masse des glaciers. Leur efficacité à drainer d'importantes masses de glace en un temps relativement court est telle qu'ils exercent une influence considérable sur le comportement et la stabilité des inlandsis, ce qui pourrait avoir un effet important sur le climat (Hugues 1992; MacAyeal 1993; Clark 1994; McCabe et Clark 1998). Plusieurs courants glaciaires ont d'ailleurs été identifiés et étudiés en Antarctique et certains chercheurs s'interrogent quant à leur rôle sur la stabilité à moyen et long terme de l'inlandsis de l'Antarctique de l'Ouest (e.g., Bentley 1998; Oppenheimer 1998). Les courants glaciaires semblent aussi avoir joué un rôle critique dans la stabilité et la disparition des grands inlandsis des moyennes latitudes (Clark 1994, 1995; Patterson 1998) et ce, même si leur rôle exact sur les changements globaux demeure un sujet controversé (Bond *et al.* 1993; Bond et Lotti 1995; Alley 1998). L'étude de leur rôle dans la dynamique et la stabilité des inlandsis du Pléistocène pourrait apporter certaines réponses, mais il faut pouvoir les reconnaître dans les enregistrements sédimentaires et les formes de terrain. Certains chercheurs ont proposé une série de critères pour identifier les courants glaciaires anciens et ont commencé à dresser la liste de ceux ayant été reconnus dans le monde et à cartographier leur emplacement (Stokes et Clark 2001). Une fois identifiés, ces terrains sont une opportunité d'obtenir de l'information sur les conditions basales des courants glaciaires, ce qui est généralement très difficile à faire avec les courants glaciaires contemporains. Les travaux de cette thèse concernant la dynamique glaciaire représentent en quelque sorte la première phase des

travaux de caractérisation d'un paléo-courant glaciaire de l'inlandis laurentidien. De telles études s'intègrent dans le vaste effort visant à mieux comprendre l'impact des courants glaciaires sur la stabilité des masses de glace continentale et sur les changements climatiques.

D'autres contributions sont issues du Chapitre 2, en particulier concernant la déglaciation et la transition entre le Lac Candona (Parent et Occhietti 1988) et la Mer de Champlain. Un système de drainage fluvioglaciaire a d'abord été mis en évidence dans les vallées enfouies améliorant ainsi la connaissance sur l'étendue de ces sédiments sous les argiles marines de la région. Des sédiments glaciolacustres ont aussi été clairement identifiés démontrant que le Lac Candona, ayant précédé la Mer de Champlain, s'est étendu sur une partie de la région à l'étude. Les évidences entourant l'existence de ce lac proviennent essentiellement des travaux de Anderson *et al.* (1985), Parent et Occhietti (1988), Naldrett (1988) et Rodrigues (1992). Parent et Occhietti (1988) ont d'ailleurs présenté une reconstitution de l'évolution de ce lac. Toutefois, aucune preuve de l'existence de ce lac n'avait été jusqu'à maintenant rapportée dans la plaine au nord-ouest et au nord de Montréal. Cette recherche permet donc de mieux contraindre l'étendue de ce lac entre Ottawa et Montréal en ajoutant de l'information à celle de Naldrett (1988) et de Rodrigues (1992). Enfin, l'effort de cartographie des formations superficielles (Bolduc et Ross 2001a, b) a pu aussi bénéficier des résultats préliminaires de cette recherche.

Sur le plan méthodologique, cette recherche comporte certains aspects originaux, ou du moins peu communs, et qui s'inscrivent dans une nouvelle tendance dans l'étude des bassins quaternaires au Canada. En effet, il existe très peu d'exemples où les données de forages et de géophysiques sont intégrées à des données de surface (cartes, sections) et analysées en trois dimensions pour mieux comprendre le Quaternaire d'une large région. Cette approche est utilisée seulement depuis quelques années en lien avec des études de caractérisation hydrogéologique (e.g., Parent *et al* 1998; Sharpe *et al.* 2002; Sharpe *et al.* 2003; Artimo *et al.* 2003). De plus, le modèle 3D présenté au Chapitre 3 et lors d'ateliers (e.g., Ross *et al.* 2002), dont les comptes-rendus figurent à l'Appendice F, est l'un des premiers modèles régionaux de formations quaternaires en trois dimensions au Canada

(voir aussi Logan 2002; Thorleifson *et al.* 2002). Cette recherche présente donc une procédure peu commune d'analyse de bassins quaternaires allant de la prise de données et de leur analyse (cf., chapitres 2 et 3) à la production d'un modèle 3D régional (cf., Chapitre 3), en passant par le traitement et le contrôle de la qualité des données et le développement d'applications (cf., chapitres 3 et 4).

1.4.3. Contribution à l'hydrogéologie

Le Chapitre 3 présente la procédure générale développée pour construire le modèle géologique tridimensionnel et discute de son utilité en hydrogéologie régionale. La contribution globale à l'hydrogéologie se situe donc au niveau de l'utilisation de l'information géologique à des fins de caractérisation régionale. La stratégie proposée dans cette thèse est en effet différente et ce, à plusieurs égards, de celle généralement employée en hydrogéologie et dans laquelle un modèle hydrostratigraphique est conçu spécialement pour satisfaire les besoins de la modélisation numérique (e.g., Martin et Frind 1998; Herzog *et al.* 2003; Meriano et Eyles 2003). Certes, cette dernière approche est fort utile dans la mesure où le modèle peut être utilisé directement pour les fins de modélisation numérique. Cependant, il est généralement nécessaire de simplifier l'architecture stratigraphique pour ce type d'applications (Anderson et Woessner 1992). Or, il faut bien comprendre l'architecture stratigraphique d'une région si l'on veut faire les bons choix (i.e. simplifications) et générer un modèle qui soit représentatif de la réalité. L'approche proposée dans cette thèse part donc du principe qu'il est plus sûr de générer un modèle numérique simplifié à partir d'un modèle complet et plus détaillé qu'en ajustant par tâtonnements les données dispersées sur plusieurs médiums. Il s'agit donc de regrouper l'information pertinente afin de générer un modèle géologique tridimensionnel qui soit représentatif de l'état combiné des connaissances de la surface et de la sous-surface. Avec une telle stratégie, l'architecture stratigraphique du modèle est moins limitée par les contraintes ou exigences associées à une application spécifique (e.g., modélisation numérique) que par les données et le niveau de connaissance au moment où le modèle est construit. Ainsi, le processus de modélisation géologique n'est pas tributaire d'éventuels changements d'applications ou de stratégie d'applications en cours de projet.

De plus, un tel modèle permet de propager la meilleure image possible du cadre géologique à tous les intervenants et de fournir de l'information en format numérique pour toutes les applications d'un projet. En bout de ligne, ceci peut avoir un impact positif significatif sur celles-ci, en particulier la modélisation numérique. En effet, le modèle géologique peut servir non seulement à simplifier correctement la géométrie du modèle numérique, mais aussi à estimer/cartographier certains paramètres utiles à sa calibration (e.g., recharge, conductivité hydraulique). Enfin, le modèle géologique assure un certain archivage numérique de la connaissance stratigraphique pour une mise à jour et une utilisation future pouvant répondre à d'autres besoins que l'hydrogéologie (e.g., ressources granulaires, risques naturels). Certains de ces arguments ont aussi été mis de l'avant dans l'industrie pétrolière pour justifier le besoin de créer des modèles géologiques qui, bien qu'ils servent de base géométrique aux mailles générées pour la modélisation numérique, demeurent indépendants de celles-ci (e.g., Mallet 2003; Mello et Cavalcanti 2003).

Une partie importante de la procédure de construction du modèle concerne le contrôle de la qualité des données de forages. À cet égard, une méthode est proposée au Chapitre 3 pour effectuer ce contrôle. Cette méthode a été proposée pour la première fois dans le cadre d'un atelier sur la modélisation 3D en hydrogéologie régionale (Ross *et al.* 2001) en même temps que d'autres méthodes présentant certaines similitudes (Arnold *et al.* 2001; Keefer et Larson 2001). Un des aspects originaux de la procédure de contrôle de qualité développée dans cette recherche est qu'une distinction est faite entre les données pour lesquelles l'accès au document original est possible et celles pour lesquelles ce n'est plus possible. Ceci est rarement considéré dans ce type de procédures et, pourtant, les nombreux transferts de format que peuvent subir les données au fil du temps sont autant de sources d'erreurs qu'il faut pouvoir éliminer grâce à la vérification croisée des données numériques et des données originales. La méthode présentée dans cette thèse comporte d'autres avantages en ce sens qu'elle ne se limite pas à une procédure de vérification semi-automatique de la base de données. Le processus de contrôle de la qualité se poursuit lors de la construction des coupes géologiques. Les données sont alors confrontées à une logique spatiale et à certaines règles géologiques; des données peuvent passer avec succès tous les contrôles effectués dans une base de données, mais l'analyse en 2D et en 3D peut

faire ressortir des erreurs géologiques ou des incohérences non détectées. Cette approche, dans laquelle des coupes géologiques sont construites à la fois pour évaluer la cohérence des données et contraindre le modèle géologique est particulièrement efficace. Pourtant, elle a été très peu tentée auparavant. Martin et Frind (1998) et Meriano et Eyles (2003) ont, certes, utilisés des coupes géologiques dans leur processus de sélection des données de forages, mais celles-ci n'ont pas été construites dans un environnement tridimensionnel et les coupes n'ont pas été utilisées comme contraintes dans les étapes subséquentes de construction du modèle. Généralement, les coupes géologiques sont générées automatiquement après que le modèle 3D ait été construit afin de vérifier son degré de cohérence géologique (e.g., Herzog *et al.* 2003).

Cette recherche apporte également une contribution au niveau de la compréhension des contextes hydrogéologiques, en particulier le rôle des formations quaternaires dans l'hydrogéologie de la région à l'étude. En effet, le Chapitre 3 fournit une analyse des contextes hydrogéologiques des formations quaternaires, effectuée à l'aide du modèle 3D. Les contextes hydrogéologiques sont généralement analysés à l'aide de blocs diagrammes conceptuels (e.g., Fagnan *et al.* 1999; Flemming 1998a). Un modèle géologique tridimensionnel apporte une nouvelle perspective et permet de mieux contraindre l'analyse des contextes par une représentation plus réaliste des secteurs clés. Enfin, les autres membres de l'équipe ont pu bénéficier des résultats de cette recherche. En effet, la connaissance préliminaire des conditions de sous-surface issue des travaux de cette recherche a été utilisée notamment lors de l'évaluation de la recharge (Hamel 2002) et de la modélisation numérique de l'écoulement (Nastev *et al.* sous presse).

Le Chapitre 4 présente une approche permettant d'utiliser l'ensemble des résultats présentés dans les chapitres précédents, incluant certains résultats obtenus par d'autres membres de l'équipe scientifique (e.g., Hamel 2002; Cloutier 2004), pour estimer la vulnérabilité à la contamination de l'aquifère rocheux fracturé. Les résultats sont présentés sous forme cartographique à l'échelle régionale. Cette évaluation est basée sur une estimation du temps de parcours advectif entre la surface du modèle et l'aquifère rocheux fracturé sous-jacent. L'approche présente certaines similitudes avec celles de Van

Stempvoort *et al.* (1993) et Maxe et Johansson (1998), mais il s'agit vraisemblablement de la première évaluation régionale de la vulnérabilité effectuée à l'aide d'un modèle géologique 3D. Ce type de modèle fournit une information de première importance et qui est absente sur les cartes géologiques traditionnelles, *i.e.* une estimation de la distribution et de l'épaisseur des unités partiellement ou totalement enfouies entre la surface et l'aquifère visé par l'évaluation. Si un modèle géologique 3D est disponible pour une région donnée, la méthode est facile et rapide à utiliser et elle fournit une évaluation réaliste de la vulnérabilité intrinsèque. Actuellement, ce type de modèles est encore très rare au Canada, mais il n'est pas irréaliste de prévoir qu'une meilleure couverture cartographique 3D régionale sera disponible dans un avenir rapproché.

DEUXIÈME PARTIE: ARTICLES

CHAPITRE 2

THE LATE QUATERNARY STRATIGRAPHIC RECORD NORTHWEST OF MONTREAL: REGIONAL ICE SHEET DYNAMICS AND ICE STREAM ACTIVITY[a]

ROSS, MARTIN[1], PARENT, MICHEL[2], BENJUMEA, BEATRIX[3], HUNTER, JAMES[4]

[1]*Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-ETE), 490, rue de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada*

[2]*Geological Survey of Canada, 490, rue de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada*

[3]*Departament de Geodinàmica i Geofisica. Universitat de Barcelona. C/ Martí i Franquès s/n. 08028 Barcelona, Spain*

[4]*Geological Survey of Canada, 601 Booth Street, Ottawa, ON, K1A 0E8, Canada*

Abstract— The Quaternary sediments of previously unstudied buried valleys and sections near Montreal are analyzed and other sites are revisited to further develop the stratigraphic framework of the St. Lawrence Lowland and to provide new insights for the reconstruction of glacial and deglacial events. This is done using a combination of methods including geomorphology, geophysics, sedimentology, paleoecology and geochemistry. The southwest-trending buried valleys contain buried bedrock ridges and overdeepened troughs containing a regionally significant sedimentary record. A 78 m thick stratigraphic succession has been continuously drilled and its 2D architecture defined by seismic reflection. It consists, from base to top, of proximal glaciolacustrine sediments, two superposed and contrasting till sheets (Argenteuil and Oka tills) of

---

[a] Article a être soumis au Journal canadien des sciences de la Terre. Paper to be submitted to the Canadian Journal of Earth Sciences.

inferred Late Wisconsinan age, and Champlain Sea sediments. The glacial sediments of this sequence record an ice advance toward south (Argenteuil Till) followed by an abrupt ice flow shift toward the southwest (Oka Till). Compositional and geomorphic data indicate that Oka Till is ubiquitous in the region and had a strong regional imprint in terms of glacial landform development. The analysis of a regional Digital Elevation Model (DEM) in combination with published ice-flow indicators shows convergent flow patterns from the Ottawa-Montreal-Adirondacks regions toward the Lake Ontario basin. These are locally crosscut by southward-trending ice flow features, thus suggesting that fast southwestward flow within the Ontario Lobe was abruptly shut down and replaced briefly by southward ice flow. The ice stream was most likely initiated in the Lake Ontario basin and its catchment area migrated northeastward into the Montreal region. Southward flow in the upper St. Lawrence Valley was seemingly favoured during full glacial conditions as well as during late deglaciation, as a post-ice stream re-equilibration mechanism. Deglacial events in the study area were also characterized by subglacial meltwater channelling along the valleys, subaquatic outwash deposition in glacial Lake Candona and rapid infill of the valleys during the early stages of the ensuing Champlain Sea.

Résumé — Les sédiments quaternaires de vallées enfouies et de coupes nouvelles sont analysés et d'autres sites sont réexaminés afin de développer le cadre stratigraphique et les modèles paléogéographiques des Basses-Terres du Saint-Laurent. Pour y parvenir, plusieurs méthodes ont été utilisées, notamment la géomorphologie, la géophysique, la sédimentologie, la paléoécologie et la géochimie. Les vallées enfouies d'orientation NE-SO contiennent des crêtes de roc et des dépressions surcreusées dont le registre sédimentaire a une incidence régionale. Une succession lithostratigraphique de 78 m d'épaisseur a été forée en continu et son architecture 2D a été définie par réflexion sismique. Elle comprend, à partir de la base, des sédiments glaciolacustres proximaux, deux tills superposés et contrastés (les tills d'Argenteuil et d'Oka) vraisemblablement d'âge Wisconsinien supérieur et, enfin, des sédiments de la Mer de Champlain. Les sédiments glaciaires de cette séquence témoignent d'une avancée glaciaire vers le sud (Till d'Argenteuil) suivie d'un changement brusque de direction d'écoulement glaciaire

vers le sud-ouest (Till d'Oka). Les données géomorphologiques et de provenance indiquent que le Till d'Oka est très répandu dans la zone d'étude et qu'il a marqué le développement des formes glaciaires. De plus, l'analyse combinée d'un Modèle numérique de terrain (MNT) régional et des indicateurs d'écoulement glaciaire publiés montre clairement une convergence dans les lignes d'écoulement entre la région de Ottawa-Montréal-Adirondacks et le bassin du Lac Ontario. Celles-ci sont localement recoupées par des évidences d'écoulement vers le sud, ce qui suggère que le Lobe Ontario s'est écoulé rapidement vers le sud-ouest avant d'être brusquement ralenti, permettant une reprise des écoulements vers le sud. Le courant glaciaire a sans doute débuté dans le bassin du Lac Ontario et son aire d'alimentation s'est étendue vers le nord-est jusque dans la région de Montréal. L'écoulement vers le sud était favorisé dans la vallée supérieure du Saint-Laurent, de même que pendant la déglaciation du secteur en raison d'un mécanisme de ré-équilibrage post-courant glaciaire. La déglaciation a été caractérisée par la formation de chenaux d'eaux de fonte sous-glaciaire dans les vallées, par la formation de cônes d'épandages sous-aquatiques dans le Lac Candona et par un remplissage rapide des vallées dans les premières phases de la Mer de Champlain.

2.1. INTRODUCTION

The Quaternary geology of the St. Lawrence Valley has been the object of several reports over the last decades (e.g., MacClintock and Stewart, 1965; Gadd, 1971; Prest and Hode-Keyser, 1962; 1977; Occhietti, 1980, 1982, 1989; Prichonnet *et al.*, 1987; Parent and Occhietti, 1988; Lamothe, 1987, 1989; Lamothe *et al.*, 1992). However, it is apparent from these reports that the Montreal region (Fig. 2.1) has received little attention during the last twenty years and that, except for the Pointe-Fortune sequence (Veillette and Nixon 1984, Anderson *et al.* 1990), its stratigraphic record has been seldom used in regional correlations. One of the reasons is that the tills of Montreal Island have been characterized mainly on the basis of their engineering properties rather than on the basis of their age, provenance, or fabric (Prest and Hode-Keyser 1962, 1977). As a result, these tills are difficult to correlate with known ice flow phases or events; hence, their

paleogeographic implications cannot be readily discussed nor firmly established. Moreover, Quaternary successions later reported in the vicinity of Montreal sometimes include a single Wisconsinan till (Lévesque 1982; Veillette and Nixon 1984) and other times, two Wisconsinan tills (Prichonnet *et al.* 1987, Fig. 17). Differing, and apparently contradictory, ice flow sequences were proposed (e.g., Prichonnet 1977; Gadd 1980). The lack of a model integrating all available evidence has led to this somewhat confusing status. As a result, most regional paleogeographic models are poorly constrained and there are several unanswered questions on the Wisconsinan stratigraphy and glacial events in the Montreal area and, in a broader perspective, in the upper St. Lawrence Valley as a whole. Some of the recent concepts and models, including glacial streaming, have not been integrated in regional assessments or reconstructions although topographic and geologic settings, as well as subglacial conditions, are thought to have been favorable to fast flow in the marginal areas of the Laurentide Ice Sheet (Boulton and Jones 1979; Denton and Hugues 1981; Boulton *et al.* 1985; Clayton *et al.* 1985; Hicock 1988; Hicock and Dreimanis 1989; Alley 1991; Marshall *et al.* 1996; Patterson 1998). Furthermore, only scant data regarding the deglacial events at the Lake Candona - Champlain Sea transition are available from the plain northwest of Montreal, thus resulting in a poorly constrained northern limit for the freshwater phase in this region (Rodrigues 1992, Parent and Occhietti 1999).

Interest in the Quaternary geology of a large area northwest of Montreal (Fig. 2.1) was recently renewed as this region was the focus of a regional hydrogeological investigation (Savard *et al.* 2000, *in press*). This region contains several buried valleys whose stratigraphic record was known only schematically. Therefore, new data on the nature and extent of buried units were needed to determine their origin, stratigraphic placement and paleogeographic significance. The likelihood of finding unknown buried till sheets and other remnant sediment bodies suggested that careful subsurface investigations (e.g., seismic reflection, drilling) combined with new surface data would provide new insights on regional glacial and deglacial events. Indeed, filling this knowledge gap is considered a key, although challenging, aspect in the development of a well-constrained stratigraphic framework and paleogeographic model.

This paper reports on an investigation of these buried valleys as well as of a few surface sections and landform assemblages and discusses implications for the regional Quaternary stratigraphy and paleogeography. More specifically, the objectives of this paper are (1) to develop a regional Quaternary stratigraphic framework, with emphasis on till units and possible correlations with known ice-flow events, (2) to reconstruct the glacial dynamics of the upper St. Lawrence Valley by reinvestigating the published ice flow features together with regional landform assemblages and 3) to document deglacial events at the Lake Candona - Champlain Sea transition. This paper also brings new insights into the stratigraphic architecture of Quaternary units which have been integrated in a computer-based regional 3D model of the study area. This model was used to define regional hydrogeologic settings (Ross *et al.* 2004c) and for mapping rock aquifer vulnerability to contamination (Ross *et al.* in press).

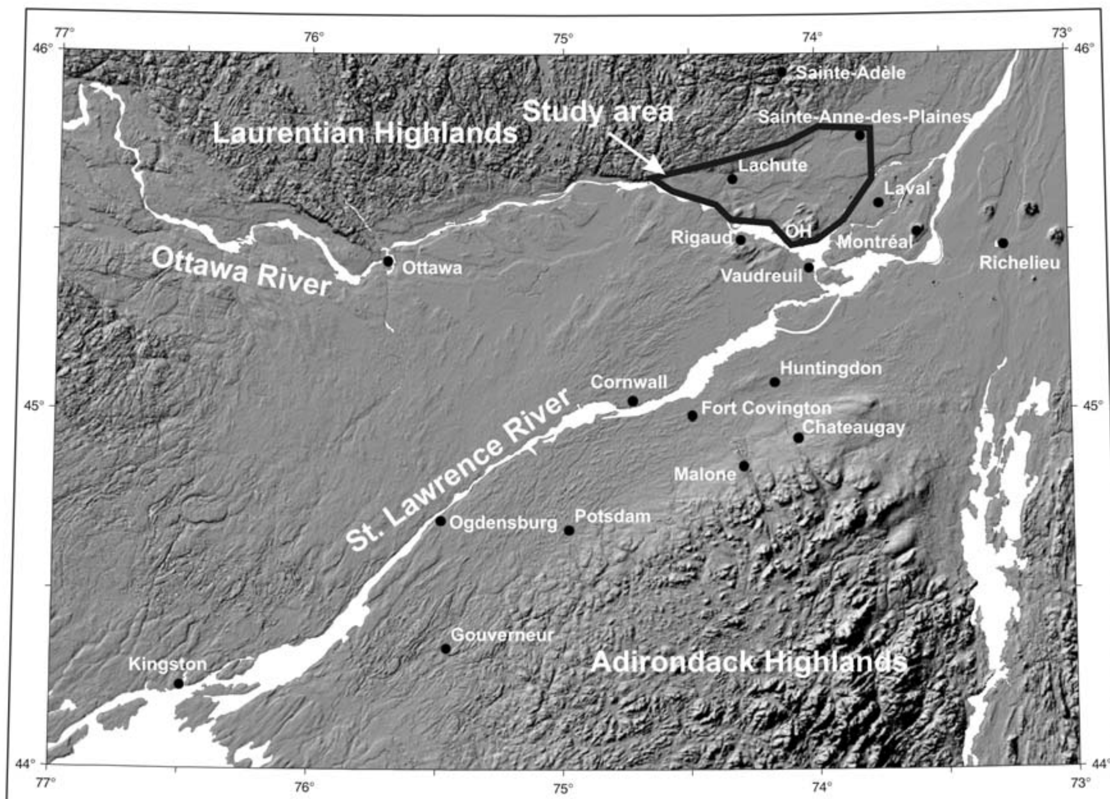


Figure 2.1: General location of the study area with a regional Digital Elevation Model (DEM) as background. (OH) Oka Hills.

2.2. PHYSICAL SETTING AND GEOLOGY OF THE LOWER LAURENTIANS

The study area extends over about 1500 km^2 between the Laurentian Highlands, the Ottawa River and other St. Lawrence River tributaries in a region that is often referred to as the lower Laurentians (Fig. 2.1). At low elevations, between about 25 and 70 m , the region mainly consists of a low-relief clay plain incised initially by paleochannels of the Ottawa River as it flowed into Lake Lampsilis, a successor basin of the Champlain Sea, and subsequently by modern rivers and streams. At higher elevations, from 70 m to 95 m, the region features a drumlinized till plain that was partly reworked by wave action on the shore of Champlain Sea and which acts as important recharge areas for regional aquifers. Both terrains mainly trend northeast-southwest, parallel to the nearby Shield margin (Laurentians). Elevations rise to 250 m in a large Shield inlier, the Oka Hills.

The region is underlain by Paleozoic sedimentary rocks of the St. Lawrence Lowlands Platform which locally consists of a 1500 to 3000 meter-thick succession of sandstones and carbonates ranging from Cambrian to Middle Ordovician (Globensky 1987). These rocks are underlain by a Precambrian basement which crops out extensively in the Laurentian Highlands as well as in two inliers (Saint-André and Oka hills; cf. Fig. 2.3) which also contain Cretaceous alkaline intrusive rocks (carbonatites). This diverse bedrock is overlain by a discontinuous cover of Quaternary sediments reaching up to 150 m in thickness.

The current Quaternary stratigraphic framework (Fig. 2.2) includes several units, most of which were identified in the Bélanger pit near Pointe-Fortune (Richard 1978; Veillette and Nixon 1984; Anderson *et al.* 1990; cf. Fig. 2.3). At that site, the succession consists of an Illinoian till (Rigaud Till) and Sangamonian sediments (Pointe-Fortune sediments) which are unconformably overlain by a Wisconsinan unfossiliferous sand unit (Carillon sand), which is in turn overlain by late Wisconsinan till. Similarly, only one Wisconsinan till had been recognized in the lower Laurentians (Lévesque 1982). However, a threefold Wisconsinan glacial sequence, consisting of two tills with an intervening glaciolacustrine sediment complex, was identified on Montreal Island (Prest and Hode-Keyser 1962,

1977). Deglacial sediments in the study area (cf. Fig. 2.1) consist of ice-contact glaciofluvial and proximal proglacial sediment assemblages which are extensively covered by Champlain Sea silt and clay ; these in turn locally grade into estuarine, fluvial and aeolian deposits which form the so-called Post-Champlain Sea sediments (Fig. 2.2). These Quaternary sediments had been previously mapped by Richard (1982) and Lévesque (1982).

Age	Bélanger pit (Pointe-Fortune)	Montreal Island	Northwest of Montreal	
	Veillette and Nixon (1984) Anderson et al. (1990)	Prest and Hode-Keyser (1962, 1977)[b]	Lévesque (1982)	This study
Holocene		Post-Champlain Sea sediments	Post-Champlain Sea sediments	Post-Champlain Sea sediments
10 ka		Champlain Sea Glacial lake seds	Champlain Sea	Champlain Sea Lake Candona[c]
11.3 ka[a] Late Wisconsinan	Border Till (Unit 6) Carillon sand (Unit 5)	"upper" till*	Glaciofluvial seds. upper till	Oka Till Argenteuil Till
35-25 ka Mid-Wisconsinan	↓	Glaciolacustrine sediments*		Glaciolacustrine seds.
65-53 ka Early Wisconsinan	↓ ?	"lower" till*		↓? ?↓
80-75 ka Sangamonian	Pointe-Fortune sediments (units 2, 3, 4)			Sand with wood fragments > 48 ka BP
130-128 ka Illinoian 300 ka	Rigaud Till (Unit 1)			

[a] Extrapolated from data from Ridge (1999), Rayburn et al. (2003), as well as Richard and Occhietti (2004)
[b] Prest and Hode-Keyser used the terminology of MacClintock and Stewart (1965), but it is not used here to avoid any confusion.
[c] The name "Lake Candona" is after Parent and Occhietti (1988)

Figure 2.2: Stratigraphic framework and correlation chart of Quaternary units in the Montreal region after authors cited.

2.3. METHODOLOGY

Extensive field work was carried out between 1999 and 2001, including surficial mapping, detailed geologic section analyses, stratigraphic drilling, and shallow seismic reflection surveys. Two maps of the Quaternary geology were completed at a scale of 1: 50 000 (Bolduc and Ross 2001*a*, 2001*b*). Prior to drilling, a total of about 5 line-km of high resolution shallow seismic data were acquired over two of the buried valleys (Fig.

2.3). The acquisition technique as well as the processing procedure are described in Benjumea *et al.* (2001). This tool is an effective means of delineating the stratigraphic architecture of buried Quaternary units and also of mapping bedrock topography (e.g., Hunter *et al.* 1989; Slaine *et al.* 1990; Roberts *et al.* 1992; Boyce *et al.* 1995; Lanz *et al.* 1996; Pugin *et al.* 1999), especially where thick saturated and fine-grained sediments lie at the surface. These profiles were used to provide a 2D subsurface record of the stratigraphic architecture as well as to identify appropriate drilling targets. Five stratigraphic boreholes, three of which are along the seismic profiles (Fig. 2.3), were diamond drilled in the main buried valleys. Continuous sampling of 4.5 cm diameter cores with high recovery rates was carried out in two boreholes (00_CHS_F2; 00_STJPH), whereas closely spaced but discontinuous samples were obtained using Shelby tubes for the upper marine clay and a standard split-spoon sampler for non-clayey material in the other boreholes (00_CHS_F1; 99_148; 99_RIV). PVC casings were installed in two boreholes to allow for geophysical profiling along the unconsolidated sequence. A total of 36 test holes were also bored using a portable drill (Pionjär) with 26 m of drilling rods and a "flow through" sampler. This was useful to provide clay thickness (up to 26 m)and to verify the nature of the material directly underlying the clay and/or shallow reflectors along the seismic profiles. It must be noted, however, that only part of the boreholes and seismic lines are discussed in this paper (cf. Appendice C). Additional stratigraphic information was retrieved from archival GSC borehole logs (St-Onge 1979; cf. Appendix F) and from geotechnical logs (cf. Appendix F) drawn from the provincial database (Hydrogeologic Information System (HIS); www.menv.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/index.htm.). The lithofacies coding scheme used in this paper is from Benn and Evans (1998) (cf. Appendix F).

Regional ice flow patterns and the sequence of ice flow phases were established on the basis of earlier and newly-acquired data such as glacial landforms, striations and crosscutting relations as well as by examining a regional Digital Elevation Model (DEM). The sequence of ice flow phases was also established through correlation with newly-discovered stacked till sheets and compositional changes within a single till sheet. Tills were characterized on the basis of their facies and lithic content as well as their

geochemical signature; only the regionally significant results are presented in this paper (cf., Appendix A). Niobium (Nb) and *light rare-earth elements* (*LREE*) are used as the main indicators of glacial dispersal from known carbonatite intrusions. Niobium is a particularly reliable indicator since 1) it is relatively immobile in the secondary environment, 2) it is associated with resistant minerals such as pyrochlore and, most importantly, 3) it is practically absent in metamorphic and sedimentary carbonate rocks that underlie much of the region (Van Wambeke 1960). Carbonatites are also characteristically enriched in *REE* (Van Wambeke 1960) and the minerals of the local Oka carbonatite are remarkably rich in *LREE* (Gold *et al.* 1986; Chakhmouradian 1996). Other elements were also used but to a lesser extent. The geochemical analyses were conducted at the INRS-ETE laboratory in Québec City using ICP-AES for major ions and trace metals and ICP-MS for Nb and *REE*. A few samples of proglacial rhythmites from boreholes and sections were submitted to J-P. Guilbault in Montreal for micropaleontological analyses in an effort to better discriminate between glaciolacustrine and glaciomarine depositional environments. Other samples of Champlain Sea sediments were also submitted. Finally, a few AMS radiocarbon ages were obtained on bivalves and wood fragments. These AMS analyses were conducted by Geochron Laboratories and by Beta Analytic Inc (cf., Appendix B).

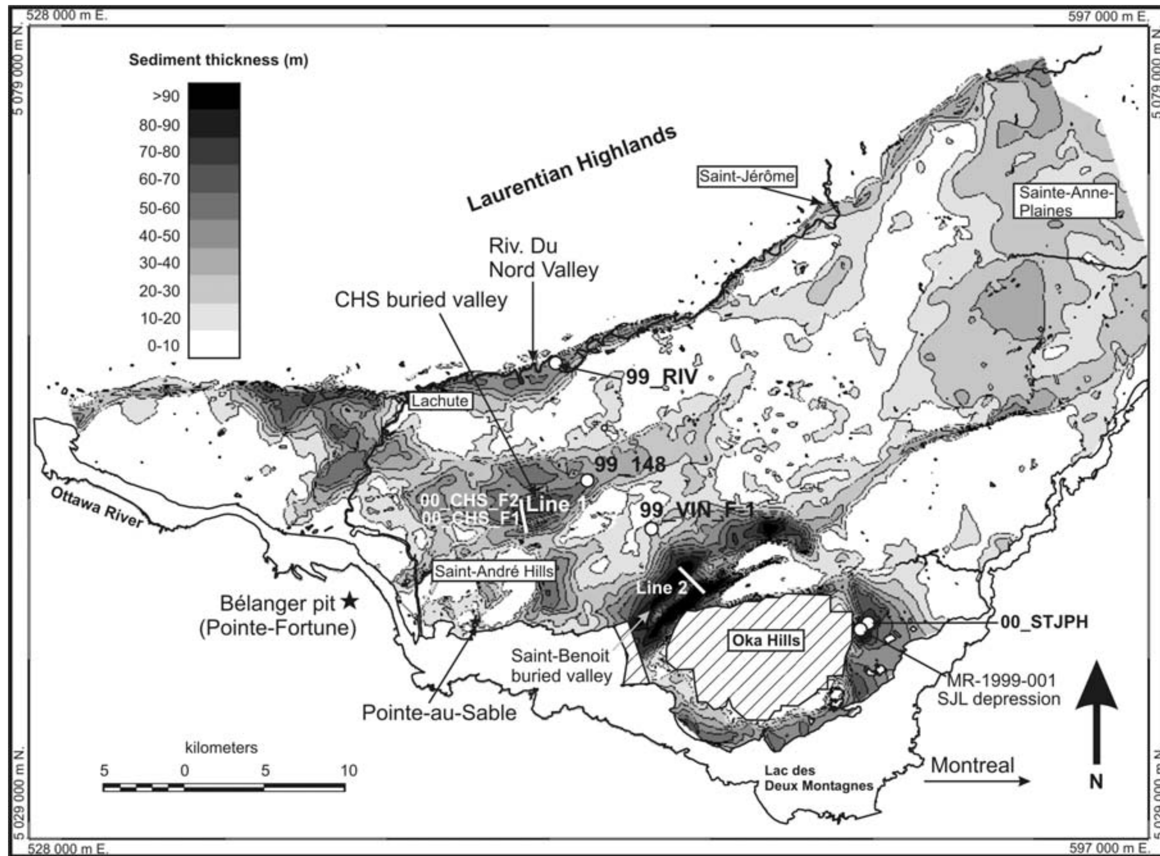


Figure 2.3: Location of seismic lines, boreholes and sections discussed in the text with an isopach map of Quaternary sediments as background showing the main buried valleys (after Ross *et al.* 2004c) (see also Appendices C and H for additionnal data and a color map).

2.4. RESULTS AND INTERPRETATION

2.4.1. The stratigraphy of the *Chemin des Sources* (CHS) buried valley

A subsurface study was carried out along a secondary road (*Chemin des Sources*) which crosses a southwest-trending buried valley north of the Saint_André Hills (Fig. 2.3) and which passes close to its deepest part. The CHS buried valley is characterized at the surface by a low-relief clay plain with a discontinuous post-Champlain Sea sand cover. Although a paleochannel of the ancestral Ottawa River lies above the buried valley, its boundaries extend some distance beyond the scarps of those paleoterraces. A seismic

survey first carried out across the buried valley revealed a large bedrock ridge which had no surface expression (Fig. 2.4). The thickness of Quaternary units is highly variable over short distances and the cross-sectional profile indicates a complex erosional and depositional history.

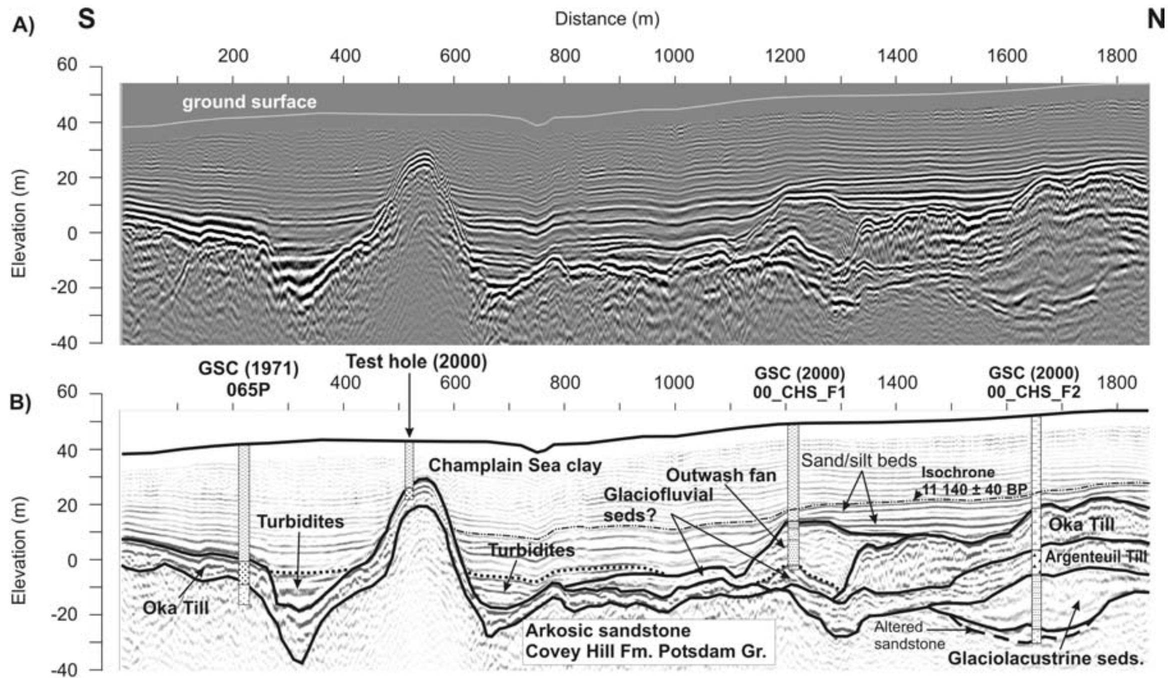


Figure 2.4: Line 1. **a**) Seismic reflection section recorded along *Chemin des Sources* (CHS): processed section in variable amplitude; and **b**) interpreted section. Two-way travel times are converted to depth and are displayed as elevations (masl, m above or below sea level). Schematic representation of the lithological logs of three boreholes and one test hole drilled along this seismic line are superimposed on the interpreted profile. Log 00_CHS_F1 and log 00_CHS_F2 are shown in more detail in Fig. 2.6 and Fig. 2.5, respectively.

A stratigraphic borehole (00_CHS_F2) was drilled through the thick Quaternary sequence in the northern segment of the profile (Figs. 2.4b and 2.5a). At the borehole site, the Champlain Sea sediments are underlain by a 43.8 m thick succession of glacial sediments consisting of two very distinct till sheets which overlie ice-proximal stratified sediments (Fig. 2.5a). South of this site, at borehole 00_CHS_F1, part of the sequence is truncated

by an erosional unconformity overlain by glaciofluvial sediments (Fig. 2.4b). Because of the regional significance of these till sheets, two new lithostratigraphic units (Argenteuil Till and Oka Till) are introduced and a description of the unit boundaries, facies and content is provided herein. Directions of ice movement associated with each of the two till units are inferred on the basis of provenance data.

2.4.1.1. The lowermost glaciolacustrine stratified sediments

The lowermost unit in the succession consists of diamictons interstratified with normally graded layers of coarse to very fine sand as well as rhythmically laminated silt and clay beds. The diamictons are remarkably similar to the overlying Argenteuil Till (see below). Facies assemblages collectively indicate deposition in an ice marginal subaqueous environment. The unit appears to be unfossiliferous. Infrared stimulated luminescence (IRSL) techniques were used on an exploratory basis on a few samples from layers of very fine sand; however, preliminary analyses indicate very poor zeroing (Lamothe 2003, *pers. comm.*), a conclusion which was suspected given the proximal glaciolacustrine environment. The unit is therefore considered undatable by currently available techniques.

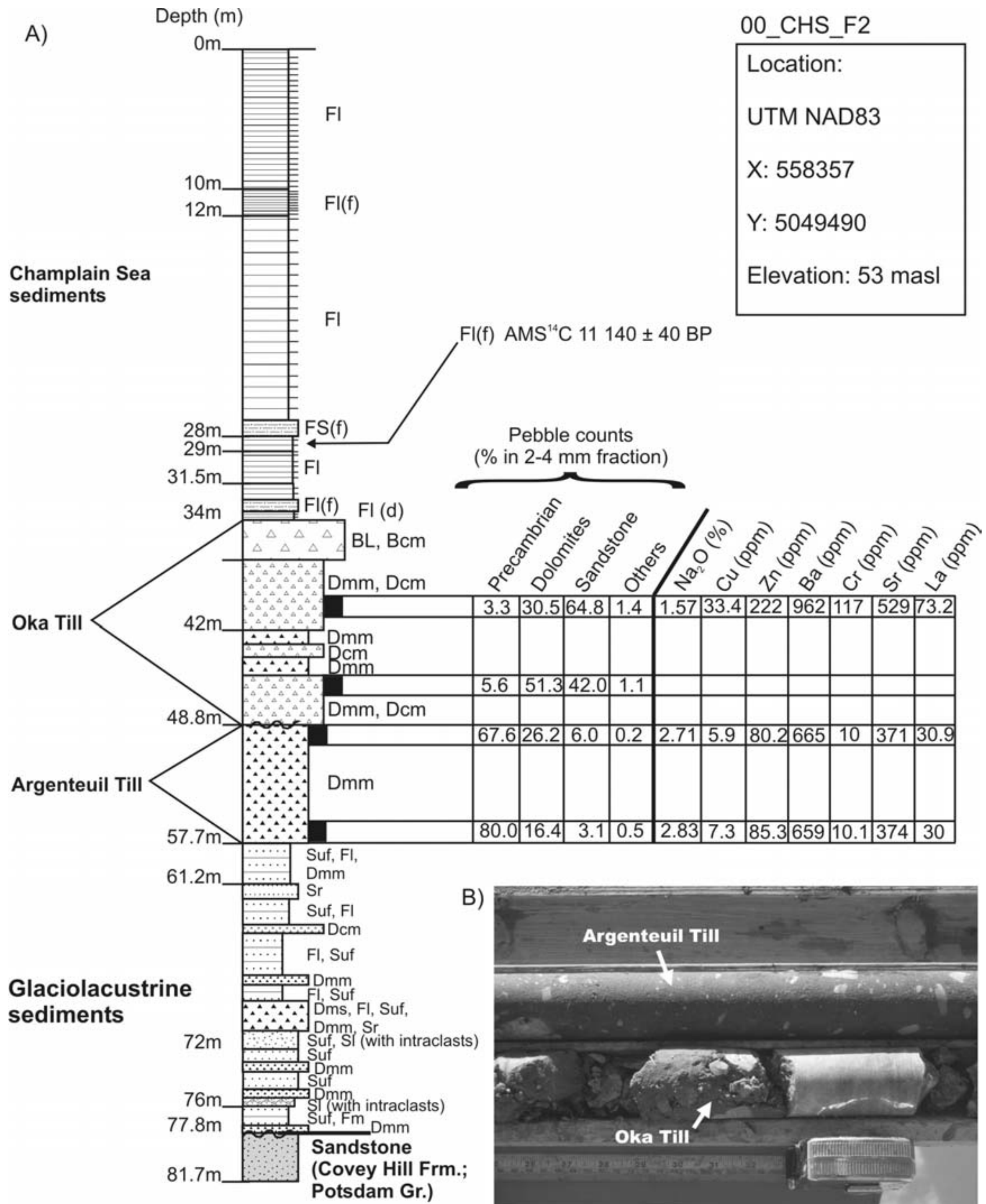


Figure 2.5: **a**) Stratigraphic log of borehole 00_CHS_F2. Two superposed tills overlying proximal glaciolacustrine sediments are recognized. **b**) Close-up view of the tills showing contrasting facies. Lithologic and geochemical results indicate that Argenteuil Till was deposited by ice flowing toward the south over its own proglacial suite of glaciolacustrine sediments, while Oka Till was clearly deposited by ice flowing toward the SW (See text for explanation on provenance).

2.4.1.2. Argenteuil Till

The lower till is herein named Argenteuil Till from the name of the regional county municipality. At the borehole site, the Argenteuil Till is a dark olive gray (5Y 3/2) and dense matrix-supported diamicton (Fig. 2.5b) underlain by proximal glaciolacustrine sediments and overlain by a younger till sheet (Oka Till; Fig. 2.5a). The 9 m thick Argenteuil Till is remarkably consolidated and it has a low water content. It is characterized by a high content of Canadian Shield clasts and dolostone clasts and a low sandstone content (Fig. 2.5a). In addition, its Na_2O concentration is similar to most till samples from the Laurentian Highlands which is about 3.2%, whereas the Na_2O concentration of Lowland samples have a mean of only 1.6 ± 0.9% in the study area (Table 2.1). Since the boundary between the Lowland and the Canadian Shield lies 8.6 km to the north of the site and 9.5 km to the northwest (Fig. 2.3), the composition of the Argenteuil Till indicates provenance from either the north or the northwest. On the basis of available geological maps (Globensky 1987; Rocher *et al. in press*), the high content in dolostone clasts and low content in sandstone clasts seem most consistent with a northwest provenance.

2.4.1.3. Oka Till

The upper till is herein named Oka Till after the Oka Hills located within the study area. It is an olive brown (2.5Y 4/4) stone-rich diamicton (Fig. 2.5b). At the borehole site, the unit is 14.8 m thick and is separated from the underlying Argenteuil Till by a sharp erosional contact. In contrast to Argenteuil Till, Oka Till is characterized by an abundance of sandstone clasts and a very low content of Precambrian clasts as well as by a Na_2O concentration of about 1.6% (Fig. 2.5a), which is typical of Lowland till samples (Table 2.1). The lithologic composition of Oka Till is consistent with a northeast provenance since Potsdam Group sandstones are much more widespread toward northeast than in other directions. Somewhat unexpectedly, the till at the borehole site was found to be significantly anomalous in elements (Fig. 2.5a) such as Zn (222 ppm), La (73.2 ppm) and Cr (117 ppm), which are closely associated with the carbonatites of the region

(Gleeson and Cormier 1971; Gold *et al.* 1986). A few small alkaline intrusive bodies lie about 22 km northeast of this locality (cf., Gold 1967; Globensky 1987), but other unmapped intrusive bodies may lie much closer along the northeast-trending buried valley.

Table 2.1: Average Na_2O and Sr concentrations in till samples overlying different substrates in the study area.

	Lowlands	**Laurentians**
Na_2O (%)	1.6 ± 0.9 (n = 26)	3.2 ± 0.2 (n = 11)

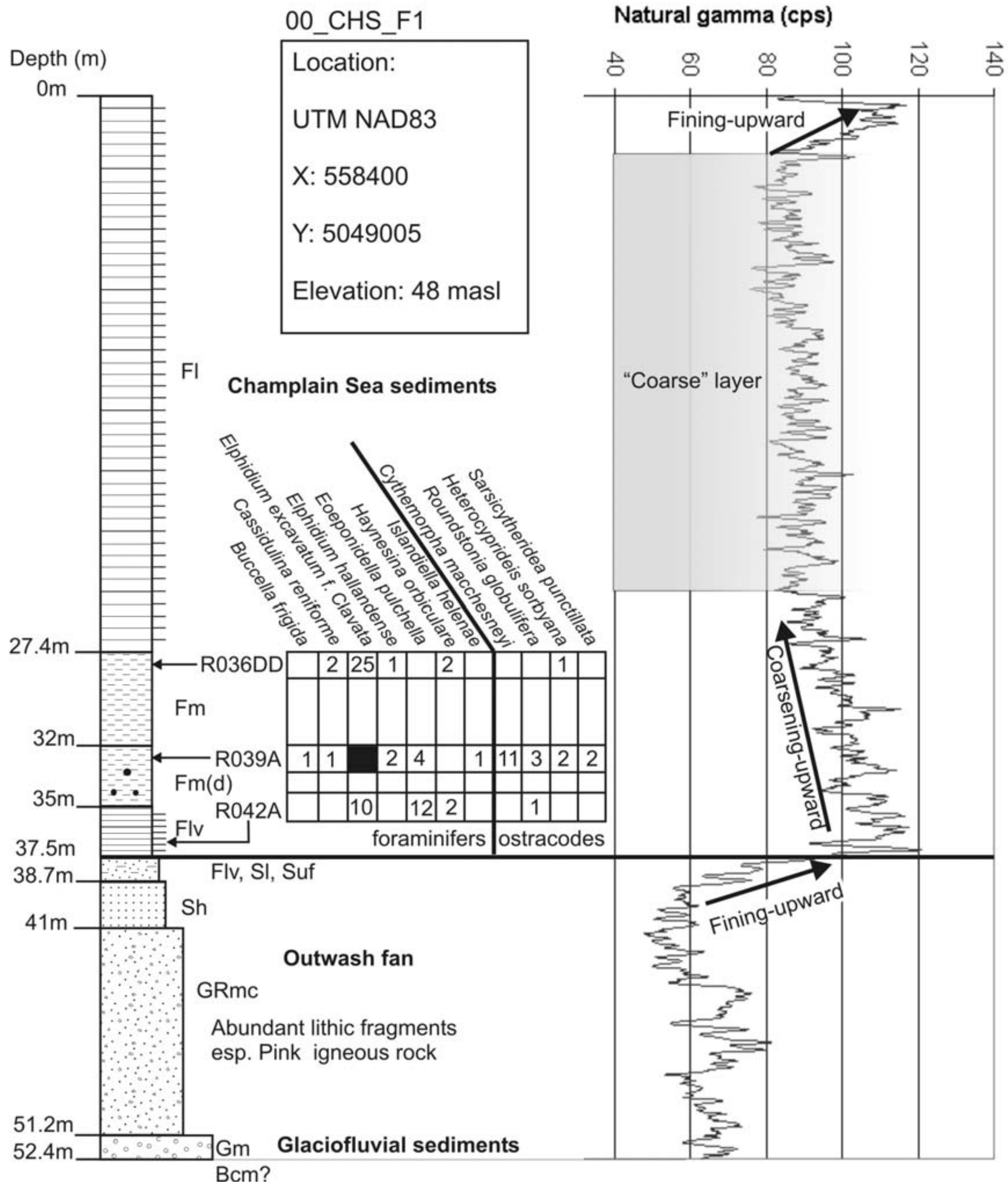
	Till/Limestone	**Till/Sandstone**
Sr (ppm)	412 ± 117 (n = 5)	257 ± 80 (n = 6)

2.4.1.4. Glaciofluvial and proglacial sediments

An erosional unconformity, which is distinctly recorded on the seismic profile between the 200 m and 1400 m distance markers, cuts partly through Oka Till (Fig. 2.4). This is interpreted as the result of channelized subglacial meltwater erosion. Glaciofluvial erosion was thus mainly concentrated along channels in which much of the pre-existing sediments were removed. The channels were subsequently filled by glaciofluvial and proglacial sediments. At other localities such as borehole 99_148 (Fig. 2.3), meltwater erosion reached bedrock and left only a bouldery lag between bedrock and the overlying marine clay (cf., Ross *et al.* 2001, Fig. 3; Appendix F). Similar lag sediments may also occur between the 800 m and 1200 m distance markers, as shown in Fig. 2.4b; although a thin layer of Oka Till is shown, the unit may in fact have been completely eroded below that channel. Outwash fan sediments were intersected by another borehole (Fig. 2.6) drilled in the same glaciofluvial channel. Unfortunately, it was not possible to reach bedrock due to technical problems. Nevertheless, it is apparent from the log shown in Fig. 2.6 that the 13.7 m thick, sand and gravel outwash unit overlies a bouldery lag of inferred glaciofluvial origin. Several granules and isolated oversized angular clasts of distinctive

pink igneous rock were found in the outwash sediments, indicating that the glaciofluvial channel was cut though at least part of Argenteuil Till, which is rich in Precambrian clasts. The top of the outwash is characterized by a fining-upward sequence consisting of interstratified sand and silty clay grading into massive silty clay. It can also be seen from the gamma log (Fig. 2.6) that the overlying marine unit is coarser between 3 and 24 meters. This facies is characterized by laminated silt and silty clay interlayered with closely-spaced very fine sand partings. This facies is also present in borehole 00_CHS_F2 (Fig. 2.5a).

Microfaunal assemblages (Fig. 2.6) observed in a sample (R039A) from the coarsening-upward sequence indicate a salinity ranging between 10 and 25‰. This assemblage is similar to Zone B assemblages (Guilbault 1989) which are thought to record declining salinity following the salinity maximum (Zone A). An AMS radiocarbon age of 11 140 ± 40 years BP (GX-28862-AMS) on shell fragments extracted from borehole 00_CHS_F2 (Fig. 2.5a) at an elevation of 24.5 m suggests that almost half of the fine-grained proglacial sedimentation occurred in the early stages of marine sedimentation in some parts of this valley (Fig. 2.4b). Lastly, the analysis of the seismic profile suggests that a turbidite succession below Champlain Sea sediments may reach up to about 15 m in thickness (Fig. 2.4b) in deeper parts of the valley.



R036DD		2	25	1		2				1	
R039A	1	1	■	2	4		1	11	3	2	2
R042A			10		12	2			1		

Figure 2.6: Stratigraphic and gamma logs of borehole 00_CHS_F1 (see also Appendix C for additionnal logs). The outwash sediments conformably overlie boulders of assumed glaciofluvial origin. The "coarse" layer within the marine unit is composed of laminated silt and silty clay interlayered with closely-spaced very fine sand partings. The microfaunal assemblage of sample R039A requires a salinity between 10 and 25‰. Distinction between glaciolacustrine and glaciomarine settings for the outwash fan sediments cannot be clearly established.

2.4.2. Saint-Joseph-du-Lac (SJL) buried depression

The SJL buried depression is a somewhat isolated trough located below the village of Saint-Joseph-du-Lac just on the eastern flank of the Oka Hills (Figs. 2.3). It is the largest through whose orientation differs from the northeast-southwest axis. Prior to this study, the only available subsurface information regarding this depression was from a few geotechnical boreholes aligned along Highway 640 and which had not reached bedrock. The deepest ones indicate that the marine clay is at least 27 m thick and reaches 53 m at one site.

A few samples were collected during the drilling of a residential well (MR-1999-0001) and a stratigraphic borehole with continuous sampling (00_STJPH) was subsequently drilled nearby. A cross section integrating the two logs (Figure 2.7) presents the local subsurface context while the detailed stratigraphic log (Fig. 2.8) shows compositional and microfaunal data. A piece of wood was recovered from the first meter of the sandy unit underlying thick till at the well site (Fig. 2.7). AMS dating yielded a non-finite radiocarbon age for this sample (> 48.32 ka BP; Beta-176905). This subtill sandy unit pinches out over a short distance to the east and does not seem to extend much beyond the limit of the village. Since only reworked samples could be recovered during well drilling, we suggest that this unit be simply referred to as “SJL sediments”, at least until samples allowing a more detailed description of the unit become available.

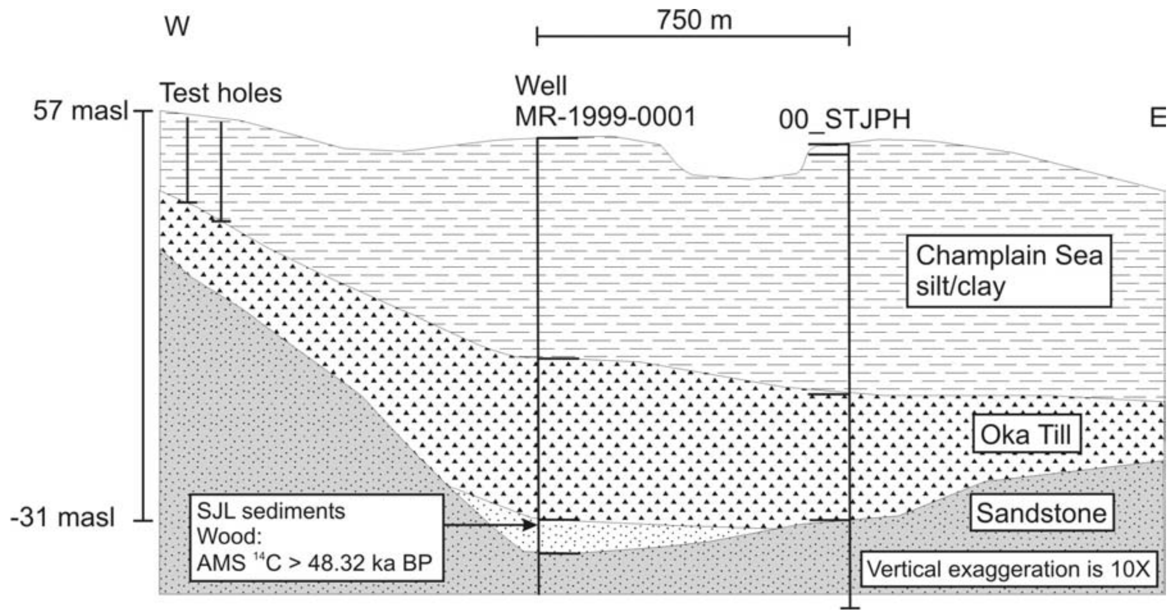


Figure 2.7: Schematic cross section linking borehole and well logs drilled during this study in *Saint-Joseph-du-Lac* (cf. Fig. 2.3). Wood from the sandy unit underlying the thick Oka Till yielded a non-finite radiocarbon age. The unit is thus at least older than late Wisconsinan and could be late Sangamonian in age. Details of borehole log 00_STJPH are shown on Figure 2.8.

At the borehole site (00_STJPH), the depression contains a single, 28 m thick, till sheet characterized by few facies changes and buried under 55 m of sediments consisting mainly of Champlain Sea silt and clay. The till is a light olive brown (2.5Y 5/4) matrix-supported, yet stone-rich, diamicton with few sandy interbeds. There is no evidence of a significant glacial dynamics shift, although a vertical gradation in the composition can be detected (Fig. 2.8). Given the high content of dolostone clasts, ice flow was probably toward SSW and/or SW (cf., Globensky 1987 for geological map). The low content of Canadian Shield clasts seems more consistent with a northeastern provenance. Moreover, Sr concentrations of two till samples (Fig. 2.8) , among the highest ones obtained for till over the study area, are in the range of those obtained for till overlying limestone rocks (Table 2.1) and also for tills located close down-ice from carbonatite bodies. The till is underlain by sandstone (Fig. 2.8) and since the average Sr abundance in sandstone is about 30 times less than that of limestone (610 ppm in limestone; cf., Turekian 1977), much of the Sr likely likely originates from the widespread limestone strata about 15 km

northeast of the site (cf., Globensky 1987). Conversely, other elements such as La and Cr are slightly anomalous indicating a contribution from carbonatite rocks. One plausible source may be the small alkaline intrusive body located about 5 km to the northeast (cf., Globensky 1987). A palimpsest glacial dispersion signal (cf., Parent *et al.* 1996) from the Oka carbonatite located 5.3 km west of the site is plausible but cannot explain on its own the strong Sr anomaly and the much less significant La and Cr anomalies. The composition of the till at the borehole requires the mixing of a large quantity of fine-grained material from a limestone source with a small quantity originating from an alkaline intrusion. This till is thus thought to have been deposited during a southwest ice flow phase, and is considered equivalent to Oka Till, as defined in the CHS buried valley.

As mentioned above, the till is overlain by thick Champlain Sea silt and clay (Figs. 2.7 and 2.8). Microfaunal assemblages were found to be poor in many samples, but in spite of this limitation, they suggest deposition in a low salinity environment for most of the unit, except for the upper meter or so, where the presence of *Islandiella helenae* requires a higher paleosalinity, probably close to 25‰ (Fig. 2.8). However, the number of observed specimens is too small to confidently assign that sample to Zone A of Guilbault (1989), which corresponds to the marine maximum, but it is close to it. It is thus likely that most of the silty clay below that sample was deposited during the early phase of the Champlain Sea, again suggesting high sedimentation rates.

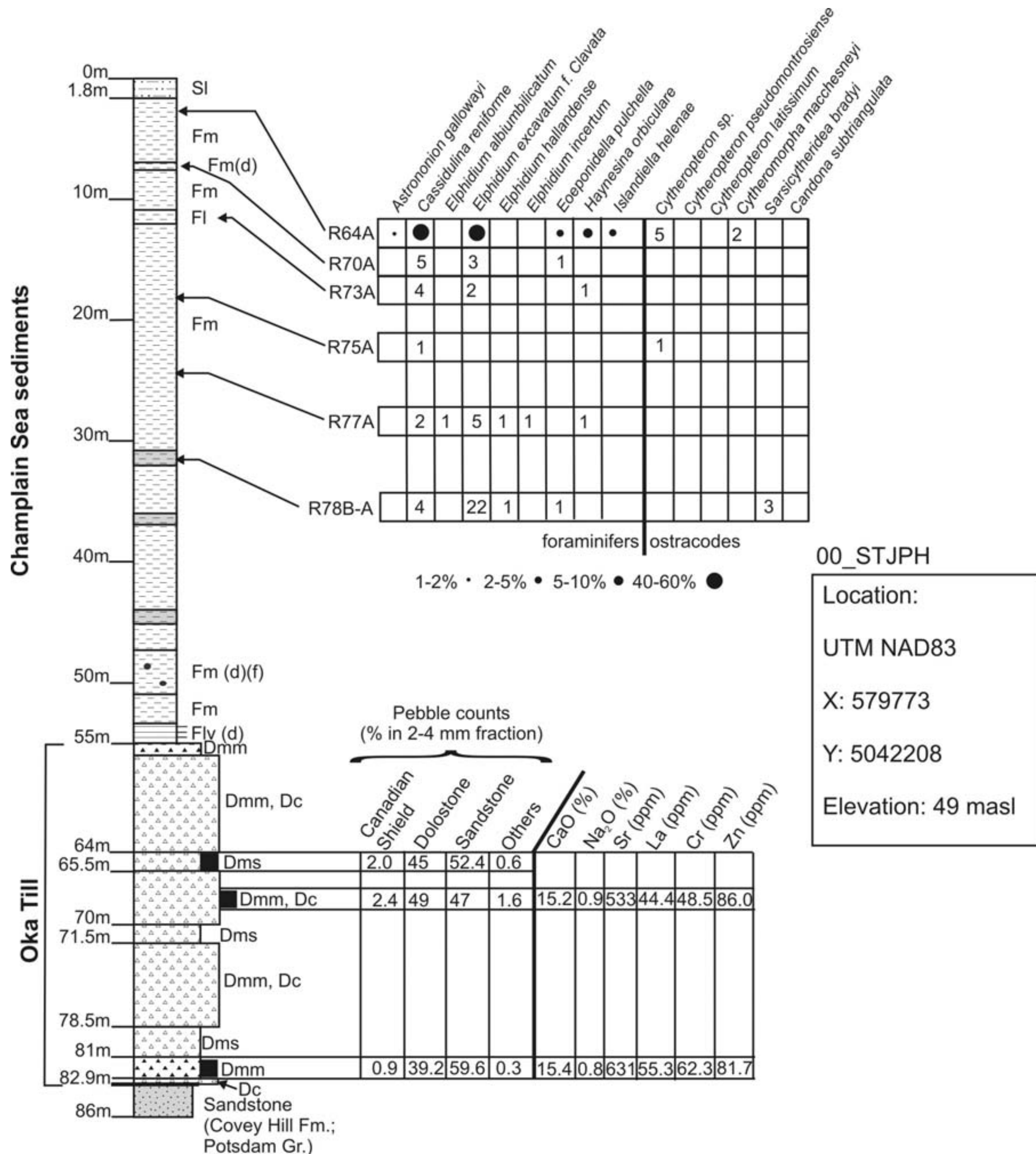


Figure 2.8: Stratigraphic borehole log 00_STJPH. The thick till sheet does not show evidence of a significant glacial dynamics shift. The < 63 µm fraction reveals a Sr anomaly. Carbonatite indicators of are only slightly anomalous. Mixed contribution from both the widespread limestone and a small alkaline intrusion to the northeast best explain the geochemical signature of the till. Finally, most of the overlying Champlain Sea sediments appear to have been deposited prior to the maximum salinity phase.

2.4.3. Saint-Benoît buried valley

This buried valley is the deepest trough in the study area (Fig. 2.3). The seismic survey revealed a buried bedrock ridge separating the valley into two sub-valleys (Fig. 2.9a, b). The seismic data suggest that up to 34 m of stratified sediments are present in the deepest part and up to 21 m in the northern segment of the profile (Fig. 2.9). Till thickness ranges between 16 and 50 m in both sub-valleys and seismic facies analysis suggests that it may in fact be composed of two till units (Fig. 2.9), but this remains to be confirmed by stratigraphic drilling. Nevertheless, it is likely that Argenteuil Till is present in that valley, as suggested in Fig. 2.9b, because it was encountered in a borehole (99_VIN_F-1; cf. Fig. 2.3) located on a till ridge between *Saint-Benoit* and CHS valleys. The stratigraphy of the *Saint-Benoît* buried valley appears to be quite similar to that of the CHS buried valley.

Furthermore, the seismic profile suggests up to 35 m of interstratified sand and silt sediments between the till and the more homogenous and thick Champlain Sea clay unit (Fig. 2.9b). Two seismic facies are recognized and interpreted as intermediate (facies 1) and distal (facies 2) subaqueous fan facies assemblages (Fig. 2.9b). It is inferred that subglacial meltwater conduit(s) developed along the valley down to about -30 m below present sea level forming a system which may have been connected to the channel that formed the *Sainte-Thérèse* esker. The latter lies upglacier about 21 km northeast of the seismic line at the narrower end of this valley (Bolduc and Ross 2001*b*). Lastly, it is worth noting the discrepancy in the depth to bedrock between the seismic data and an archival GSC borehole log (092P; cf. St-Onge 1979) located close to the survey line (Fig. 2.9b). However, there is an almost perfect match between the log and the seismic profile for the contact separating Champlain Sea sediments from the underlying till. Since the location of the borehole was validated from the original field notebook and maps, the problem with bedrock elevation may be due to the presence of a large boulder lodged in the till and misinterpreted as bedrock. The lithologic log confirms that at least 36 m of till underlie Champlain Sea sediments in the *Saint-Benoît* buried valley. Other GSC borehole data within the valley but away from the seismic profile also indicate a thick till sheet.

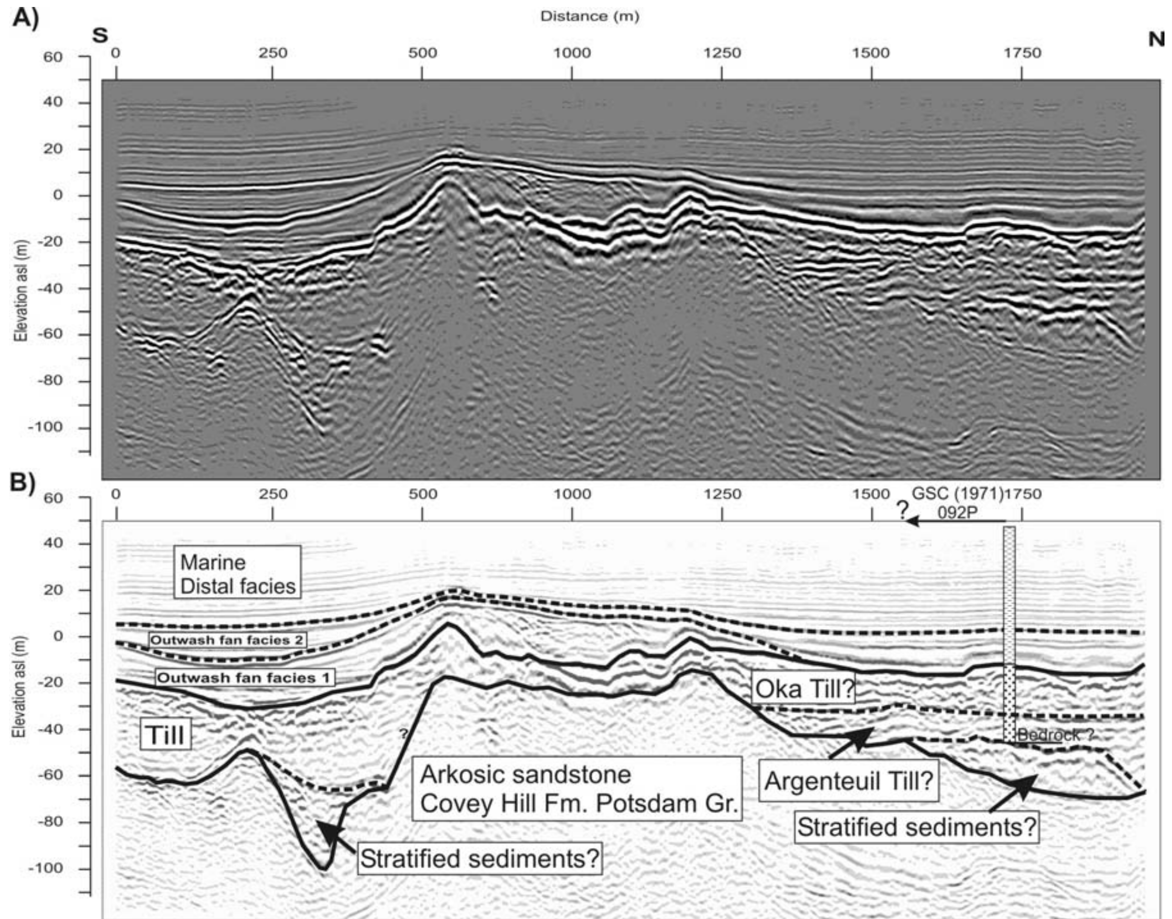


Figure 2.9: Line 2. **a**) Seismic reflection section recorded along *Côte Rouge* road and; **b**) interpreted section. Two-way travel times have been converted to depth and are displayed as elevations. Schematic representation of a GSC archival borehole log located close to this seismic line has been superimposed on the interpreted profile. Note the apparent discrepancy between the borehole log and seismic data due to the imprecise borehole location and/or large boulder misinterpreted as bedrock.

2.4.4. Pointe-au-Sable section

A rare exposure showing thick stratified sand below laminated silt and clay occurs in a sand pit near the north shore of the Ottawa River (Fig. 2.3). The detailed stratigraphic log shown in Figure 2.10 was supplemented by detailed sedimentological and micropaleontological analyses to determine depositional environments.

The base of the sandy unit was investigated using a portable drill and was encountered at 1.5 m below the pit floor. It is underlain by an undifferentiated massive, matrix-supported olive grey till. East and west of the sand pit, poorly sorted but generally coarse sediments as well as reworked till were found along the road at higher elevation than the base of the sandy sequence suggesting that channelized erosion into the till took place prior to deposition of the sandy sequence. At the base of the pit, the first meter of exposed sand is characterized by planar cross-beds dipping towards SSW and overlain by massive medium to coarse sand. One erosive channelized scour filled by such massive sand was observed, suggesting deposition by cohesionless debris flow. This facies is capped by laminated sand partly deformed by dewatering structures and overlain by laminated fine sand (Sh). The rest of the sandy unit shows a fining-upward sequence with abundant primary sedimentary structures typical of lower flow regime such as ripple cross-laminations (Sr). The unit displays a vertical gradation from type A to type B ripple cross-lamination and, in some cases to sinusoidal (Jopling and Walker 1968) or draped lamination (Gustavson *et al.* 1975) (Fig. 2.10). It is mainly characterized by an upward increase in both the angle of climb and preservation of stoss-side laminae. Such gradation is common in glaciolacustrine outwash fans (e.g., Jopling and McDonald 1975) and, according to Jopling and Walker (1968), it suggests both a reduction in underflow velocity and an increase in deposition from suspension. Paleocurrents have a fan-shaped distribution ranging from 150° to 240°. This assemblage grades upward into a thin turbidite sequence made of a series of normally graded fine sand and silt laminae forming a rhythmic succession. This is overlain by slightly diamictic silt and clay laminae containing isolated larger striated dropstones. No microfaunal specimens were found in samples from the base of this facies but *Candona subtriangulata*-only assemblages were found just below an erosive contact marked by a thin diamictic layer (Fig. 2.10).

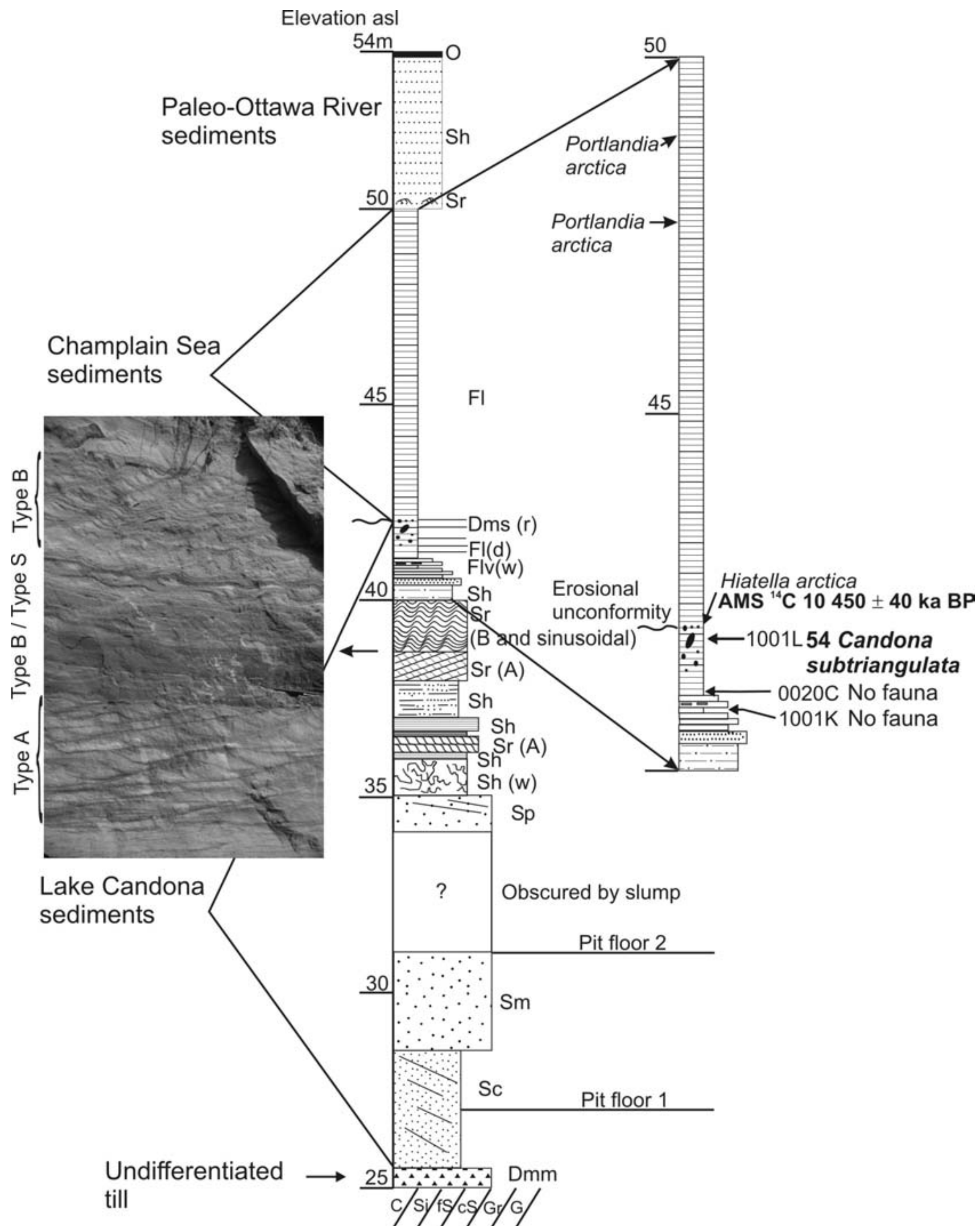


Figure 2.10: The Pointe-au-Sable section. The sequence between the undifferentiated till and the erosional unconformity represents a small subaqueous outwash fan deposited in a glaciolacustrine setting. The unconformity represents a hiatus separating glaciolacustrine sediments deposited into Lake Candona and sediments deposited later in the Champlain Sea, probably after the marine maximum. The top of the sequence is made of fluviatile sand related to the paleo-Ottawa River.

The diamictic layer marking the unconformity at the top of the fan is fossiliferous and shell fragments consist almost exclusively of *Hiatella arctica*, probably reworked from higher elevations in the *Saint-André* Hills. This layer is overlain by laminated grey and reddish brown Champlain Sea clay sometimes separated by very fine sand partings. A *Hiatella arctica* valve collected in the diamictic layer at the base of the marine unit yielded an AMS radiocarbon age of 10 450 ± 40 years BP (GX-28861-AMS). More details on the paleoecology of the marine unit at this site are reported in Bolduc and Ross (2000).

The top of the sequence consists of fluviatile sand which lie unconformably over the clay and form the upper part of the 60 m terrace which extends west of the sand pit. Ripple lamination at the base of the unit indicates paleocurrent towards the east, which is consistent with the general direction of flow for the ancestral Ottawa River.

2.4.5. Provenance of the upper till at Pointe-Fortune

The Bélanger pit at Pointe-Fortune (Fig. 2.3) is located northwest of several features which were interpreted to be the result of a late southeastward ice flow phase, such as drumlins and Rogen moraines south of Rigaud Mountain (Richard 1982, Corbeil 1984). Southeastward striae were also found on a few outcrops northwest of the site (Bolduc and Ross 2001a). This combined evidence suggests that the southwestward flow phase is not the last ice flow event in this region as opposed to elsewhere in the study area. Indeed, glacial landforms, striations, and crosscutting relations as well as data from the Oka Till indicate that east of Pointe-Fortune, the last ice flow event was toward SW. Therefore, due to its location and also its stratigraphic position, the upper till exposed in the Bélanger pit,, sometimes referred to as the Border Till (cf., Anderson *et al.* 19900, may contain important clues to unravel the complex Wisconsinan glacial events of this region and to evaluate the relative importance of the different flow phases on till deposition. Gwyn and Thibault (1975) carried out till fabric analyses in the upper till at the Bélanger pit and the results suggest ice flow toward SSW. On the basis of a single pebble count (n=100), Veillette and Nixon (1984) concluded that the upper till was deposited by ice flowing

toward SSW. To further constrain this interpretation and to check for a possible ice-flow shift, geochemical analyses were carried out on three samples (Table 2.2). All three samples yielded values which appear to be above background for Nb and *LREE* and there is a significant increase in the uppermost sample (Table 2.2). For instance, the Nb concentration of the uppermost sample is twice that of the middle sample. The most probable source of this anomaly is the large niobium-bearing carbonatite intrusion located about 7 km northeast of the site in the *Saint-André* Hills (Gleeson and Cormier 1971; Gold *et al.* 1986; Globensky 1987).

Table 2.2: Concentration of Nb (ppm) and *LREE* (ppm) in the upper till at the Bélanger pit (Pointe-Fortune) as well as typical background values (cf., Appendix A).

	Concentration in ppm			
UPPER TILL SAMPLES	**Nb***	**La****	***LREE***[†]	**Sr**
R011C (Top)	40.32	59.97	250.08	413.50
R011B (Middle)	20.60	40.81	183.04	354.92
R011A (Base)	22.94	43.28	198.08	379.83
Samples outside expected dispersal trains				
AH-99-16	18.67	32.95	151.69	328.78
R001	13.18	N/A	N/A	N/A
R006	12.82	N/A	N/A	N/A
R016	14.90	N/A	N/A	N/A
R019	10.16	27.70	118.26	254.37

* Average abundance in soils is 15 ppm (Brooks 1972)
**Median abundance in soils is 33 ppm (Connor and Shacklette 1975)
[†] Includes Ce, La, Nd and Pr

Pebble counts were also carried out on these three samples and the results differ from those reported by Veillette and Nixon (1984). This may be due to differences in both quantity and size class. Nevertheless, significant numbers of Shield erratics and Potsdam Group sandstone were found (Table 2.3). Sandstone and dolostone contents increase

from base to top while Shield erratics decrease. Most sandstone clasts found at the base of the till are confidently assigned to the Potsdam Group. Clasts of the dolomitic sandstone of the Theresa Formation (Beekmantown Group) were counted as dolostone. According to available geological maps (Globensky 1982, 1987; Rocher *et al. in press*), the sandstones of the Potsdam Group and the known Nb sources are located northeast and east of the site, but are absent to the north and northwest. Therefore, the lithologic content of the till and the Nb and *LREE* concentrations suggests that the southward flow phase which deposited the Argenteuil Till and left some "old" erosional marks (cf., Prichonnet 1977, Bolduc and Ross 2001a,b) were not involved in the deposition of the upper till in the Bélanger pit. Moreover, the significant increase in Nb and *LREE* as well as the increase in sandstone clasts near the top combined with a decrease in Shield erratics suggest that the upper till was already deposited when the late southeastward ice flow phase (e.g., Terasmae, 1965; Gadd, 1980; Richard, 1982) took place over that site. It is possible that this last phase only created a few internal shear planes and other structures. This would explain the few reported measurements indicating south-southeastward flow in the upper till (e.g., Prichonnet 1984; Fig. 17). Considering the above results, the vertical compositional change in the upper till could be the result of increasing incorporation of distant debris with time without any change in ice flow direction just as in the sediment transport model of Boulton (1996). If a change in ice flow direction did occur, it was only from a south-southwestward to a more southwestward direction.

Table 2.3: Pebble counts in the upper till at the Bélanger pit (Pointe-Fortune).

Till section

	Pebble counts (%) on 4-2mm Ø fraction		
	Base (n = 1128)	**Middle** (n = 862)	**Top** (n = 1753)
Dolomite	38.6	35.0	46.5
Sandstone	16.3	20.8	22.8
Metamorphic (Shield)	44.7	43.7	30.4
Others	0.4	0.5	0.3

2.5. PALEOGEOGRAPHIC INTERPRETATION AND REGIONAL STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS

This section provides an interpretation of the geologic events from the regional stratigraphic record identified in this study. Although the age control on the Pleistocene units is weak in the St. Lawrence Valley, relative time constraints are proposed. The discussion provided in this section pertains to the units which are stratigraphically below Champlain Sea sediments.

2.5.1. Pre-Wisconsinan events

2.5.1.1. SJL sediments

The sandy unit containing wood fragments at the base of the sequence below Oka Till in the SJL buried depression lies at elevations between about -31 and -37 m (cf., Fig. 2.7). This could suggests that relative sea level was below that of today indicating greater continental ice volume and, consequently, colder climate. Correlation with the Lotbinière Sand of inferred late Sangamonian age (Lamothe 1989) is tempting, although the latter has yet to be identified below about -10 m. Alternatively, wood fragments may be transported and deposited in a subaqueous environment such as a prodeltaic depositional setting. In that case, the elevation of the unit would have little or no implications in terms of relative sea level. Nevertheless, the SJL sediments are tentatively assigned to the late Sangamonian but further investigations are needed to adequately define the origin, age and significance of this unit.

2.5.2. The Wisconsinan ice advance and the southward ice flow phase

2.5.2.1. Unnamed glaciolacustrine sediments and Argenteuil Till

The proximal glaciolacustrine sediments and overlying Argenteuil Till identified in the CHS valley record a glacial advance across the study area. The facies and composition of

Argenteuil Till suggest that it was a major ice advance toward the south (Fig. 2.5a). This event may correspond to the onset of stage 2 (Late Wisconsinan), implying that a glacial lake extended over the study area at that time. The glacial lake may be coeval or coalescent with the glacial lake recorded by the Gray Varves and the Saint-Maurice Rythmites near Trois-Rivières whose age is known by the IRSL relative depositional dates of 25 and 34 ka ± 20% (Hardy and Lamothe 1997). The Argenteuil Till recording southward ice flow is thus assigned to a period which may have spanned from early stage 2 to the Late Glacial Maximum (LGM). An alternative interpretation would be to assign an Early Wisconsinan age to the Argenteuil Till (cf., Fig. 2.2). However, there is no evidence to suggest that the unconformity at the top of the Argenteuil Till represents a significant amount of time. This unconformity is currently interpreted as a short hiatus created by a rapid glacial dynamics shift (see below).

Subsurface investigations and observations made during mapping (Bolduc and Ross 2001a, b) suggest that the extent of Argenteuil Till is limited in the study area. Most compositional data also suggest that it was mostly reworked by the subsequent southwestward flow leaving only a palimpsest geochemical signal in the Oka Till. However, the latter can be quite apparent. For example, the distribution of Nb and *LREE* in the surficial till clearly shows fan-shaped dispersal trains from the known carbonatites of the region (cf. Appendice A, Fig. A.1). Therefore, the southward ice flow phase represents a significant glacial event and future investigations may reveal a greater extension of Argenteuil Till in the subsurface, especially where till thickness exceeds 20-30 m (cf. Appendix H) such as in the *Saint-Benoît* buried valley (cf., Fig. 2.9). Finally, a few south to southeast-trending striae cut by southwestward striae were identified during mapping (cf., Bolduc and Ross 2001b) and are inferred to be contemporaneous with the Argenteuil Till.

2.5.3. Abrupt ice flow shifts and ice stream activity

2.5.3.1. The Oka Till

The Oka Till is widespread in the study area and, although its composition may vary from that described at the borehole site, it characteristically reflects a northeast provenance. Even at sites located just 2 or 3 km south of the Canadian Shield margin, Oka Till has a very low content of Shield clasts, generally of the order of 5% to 10%. At a few sites, the concentration of lithic components derived from a local source is near 100% suggesting high bedrock erosion rates. Such erosion rates are expected in the initial stage of a glacial advance over fresh bedrock (Parent *et al.* 1996) or following an abrupt glacial dynamics shift because the glacier bed roughness is greater along the new ice flow direction. Since no evidence of a full glacial retreat has been identified between the Argenteuil Till and the Oka Till, a major glacial dynamics shift more likely occurred after deposition of Argenteuil Till and prior to deposition of Oka Till. The Oka Till is inferred to have been deposited during a southwestward ice flow phase that quickly followed the southward flow phase which had previously deposited Argenteuil Till. The Oka Till is thought to have been deposited in the late stages of the last glaciation, most likely between about 15 ka and 12 ka.

2.5.3.2. Regional evidence

Glacial flow indicators compiled over the upper St. Lawrence Valley show evidence of a regional southwestward ice flow phase which was apparently preceeded and followed by southward and southeastward ice flow phases (Fig. 2.11). Many of these features are apparent on a regional DEM (Fig. 2.12a). The DEM shows that streamlined landforms converging toward the Lake Ontario basin are widespread in the upper St. Lawrence Valley and this is consistent with a strong and regional southwestward ice flow phase. Even if some of the streamlined features are related to glaciofluvial activity, especially in the vicinity of Kingston (e.g., Gilbert 1990; Gilbert and Shaw 1992), many other evidence (e.g., glacial striae, till composition data; cf. Fig. 2.11) clearly indicate that this

convergent pattern in the upper St. Lawrence Valley toward the Lake Ontario Basin was formed by glacier flow during part of the last glaciation. The head of the convergent flow lines can be traced approximately from Ottawa to Montreal and down to the northern flank of the Adirondacks (Fig. 2.12b). This phase is most likely the one responsible for the deposition of Oka Till in the study area.

Many southwest-trending landforms in the upper St. Lawrence Valley have been interpreted as Rogen moraines (Fig. 2.11) by Carl (1978) and Corbeil (1984) suggesting ice flow toward the southeast. Delage (1997) showed that in the Huntingdon area (cf. Fig. 2.11), these ridges were formed by an initial southwestward ice flow phase and were later reworked by southward and southeastward ice flow phases. This is in accordance with Boulton's model (Boulton 1987) in which Rogen moraines can develop from transverse ridges following a shift in ice flow direction. Several south-trending drumlin fields are also apparent on the DEM (Fig. 2.12a) and have been mapped by several workers (e.g., Terasmae 1965; Corbeil 1984). Some of these drumlins are found on the crest of the southwest-trending till ridges and Carl (1978) suggested that the Rogen moraines and drumlins on the northern flank of the Adirondacks form a typical transition belt. These contrasting ice flow features are interpreted as resulting from an abrupt shift in regional ice flow patterns which may have been caused by the shutdown of a southwest-trending ice stream (Fig. 2.12b).

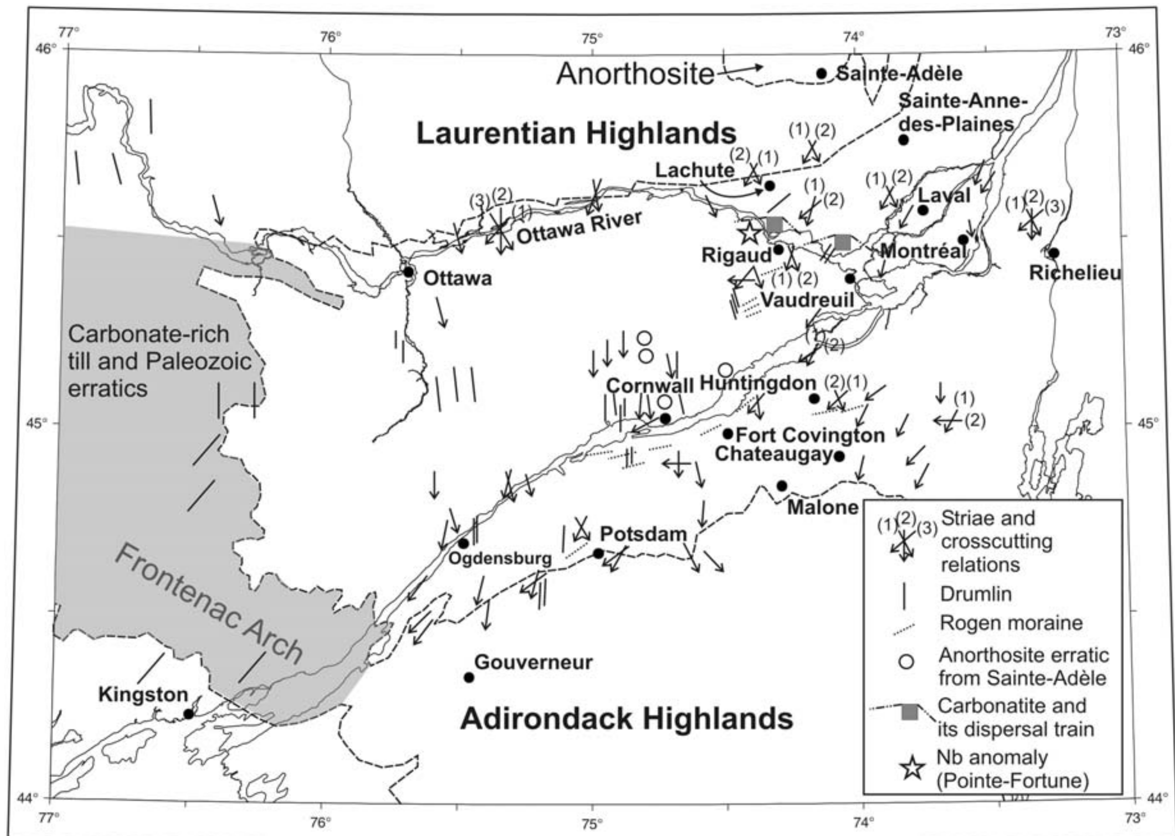


Figure 2.11: Selected glacial striae, streamlined landforms, and other ice flow indicators in the upper St. Lawrence Lowlands (compiled from multiple sources; references in text). These features clearly indicate that several changes in ice flow direction occurred in the upper St. Lawrence Valley during the last glacial cycle. Early southward ice flow shifted clockwise and was followed by a significant southwestward flow phase which was in turn followed by a late glacial counterclockwise shift between Ogdensburg and Vaudreuil.

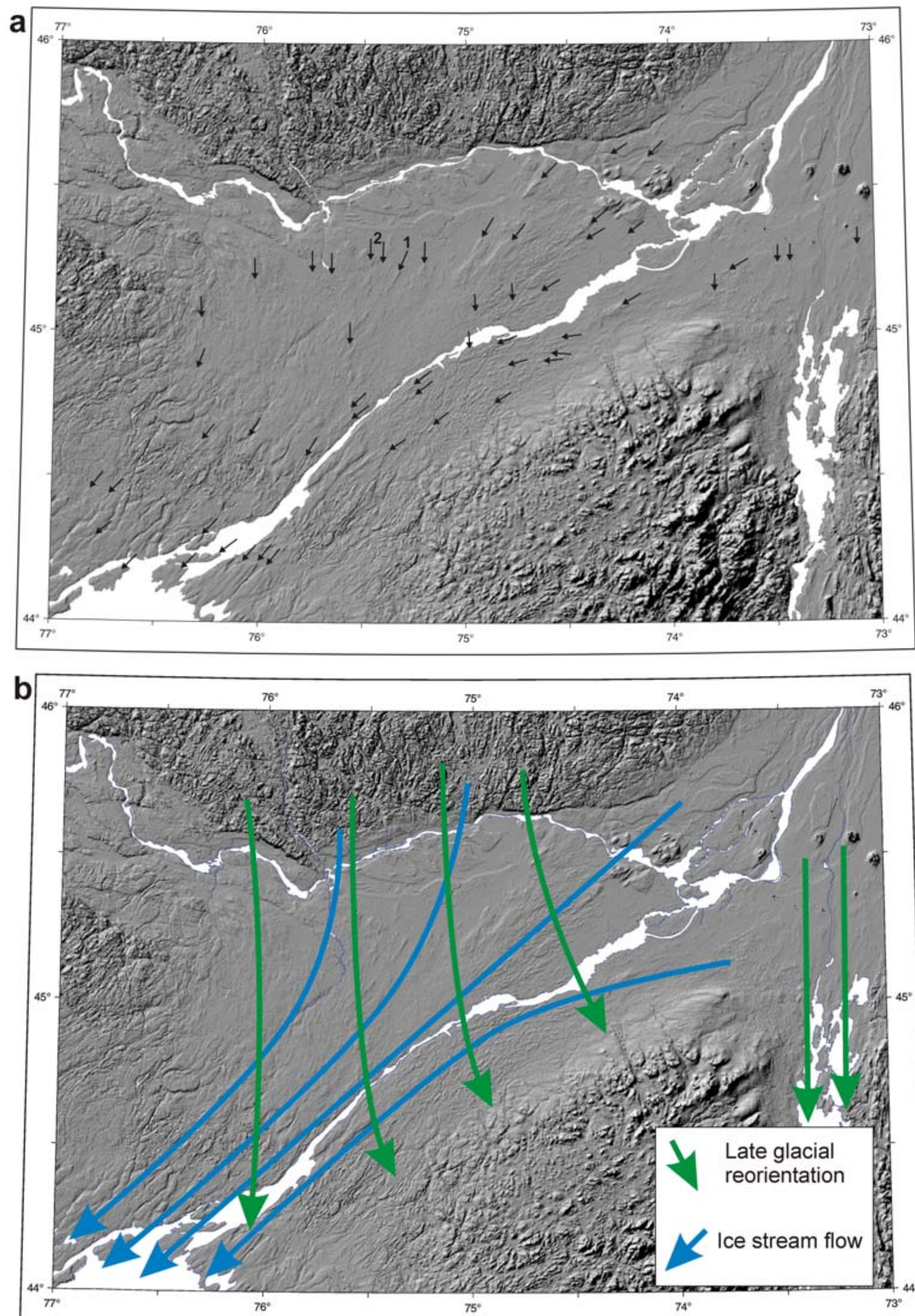


Figure 2.12. **a**) Abundant streamlined landforms of assumed glacial origin observed on the DEM converge toward the southwest into the Kingston area. Some south-trending drumlin fields are also apparent. A relative chronology is proposed (1, 2) for the different landform assemblages. **b**) Proposed ice flow lines.

2.5.4. A glacial dynamics model for the upper St. Lawrence Valley

In light of the above results and interpretation, a glacial dynamics model is proposed for the upper St. Lawrence Valley whereby a "switching mechanism" operates between a "normal" mode and an ice stream mode (Fig. 2.13). Argenteuil Till was deposited during "normal" flow (Figs. 2.13a and 2.13b), a situation which appears to correspond to early and full glacial conditions and which is characterized by southward ice-flow across the valley and into the Adirondacks. This full glacial mode was followed by an abrupt shift in ice flow direction due to extensive glacial streaming in the Lake Ontario basin and upper St. Lawrence valley. (Fig. 2.13c). During this episode, as recorded by deposition of Oka Till as well as by many landforms, the Ontario lobe was in a general state of fast southwestward ice flow (ice stream mode) and its catchment area migrated toward the northeast along the St. Lawrence Valley and into the study area (Fig. 2.13c). Ice flow remained regionally toward the southwest almost until deglaciation, as suggested by the development of subglacial meltwater features, such as tunnel valleys and eskers. Ice stream activity was apparently shut down and replaced by southward ice flow. The termination of the ice stream flow mode has presumably been triggered by a change in subglacial conditions as the ice margin retreated from the Ontario Basin. At that point, the ice margin must have been well anchored with “sticky spots” on the Frontenac arch (cf. Fig. 2.11) and subglacial conditions no longer favored fast southwestward flow in the upper St. Lawrence Valley. The reduction of sliding velocities caused re-equilibration of the ice sheet surface profile, and hence a brief return to conditions of southward ice flow (Fig. 2.13d). This late-glacial phase is especially apparent from landforms and striae southwest of the study area where such features clearly crosscut the older southwest-trending features (Fig. 2.11 and 2.12).

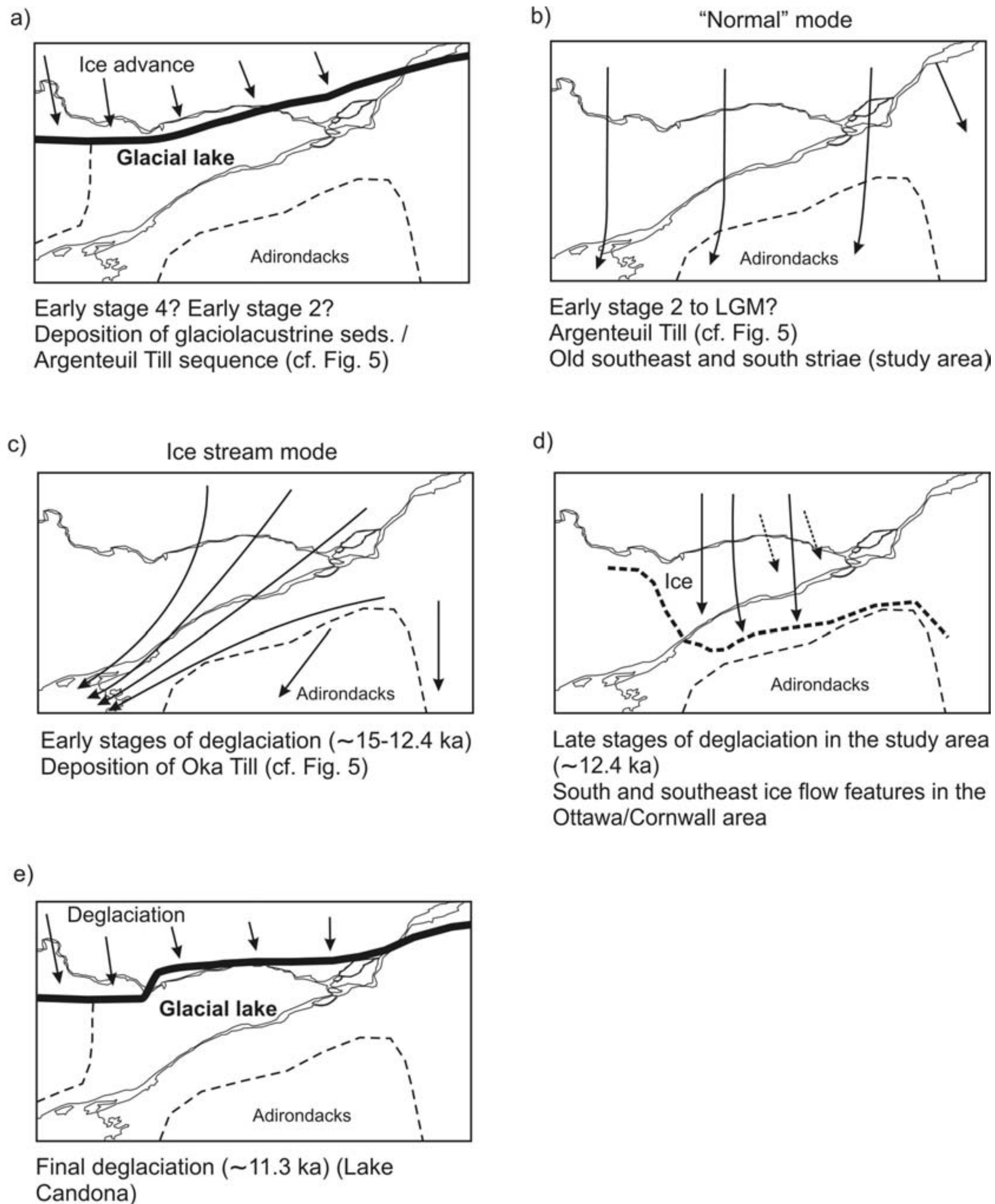


Figure 2.13: Glacial dynamics shifts in the upper St. Lawrence Valley during the last glacial cycle. It is postulated that ice flow was generally toward the south or southeast across the region at times of (**a-b**) ice advances and probably until full glacial conditions; **c**) Ice flow shifted toward the southwest when the Ontario Lobe was in a state of fast flow; **d**) Ice sheet profile re-equilibrates after retreat of the Ontario Lobe from the Lake Ontario basin; **e)** Final deglaciation of the study area with brief glaciolacustrine conditions prior to Champlain Sea incursion.

2.5.5. The glaciofluvial system

The regional distribution of glaciofluvial sediments and landforms (Bolduc and Ross 2001a,b; Ross *et al.* 2004c) suggests that a channelized subglacial meltwater system developed in the late stages of deglaciation and was focused along the southwest-trending buried valleys of the region. Evidence in favor of a channelized system as opposed to a broad meltwater sheet is provided for instance by the stratigraphic architecture of the glacial sediments in the buried valleys and by the seismic data. For example, the internal seismic reflectors in Oka Till (between the 1600 m and 1800 m distance markers in Fig. 2.4) mimic the till topography. This clearly indicates that the upper surface of the Oka Till across that interval is depositional rather than erosional. The erosional unconformity is thus limited to the channelized zone located south of the 1300 m distance marker (Fig. 2.4).

A comparison between the CHS seismic profile (Fig. 2.4) and the *Saint-Benoît* profile (Fig. 2.9) as well as borehole data from the *Rivière du Nord* Valley (St-Onge 1979; Ross *et al.* 2001, Fig. 3) suggests that the channelized meltwater system did not erode into its till substrate below elevations of about 0 to -30 m. This is deduced from the fact that a thick and almost ubiquitous till sheet (mainly Oka Till) is present below that elevation range (e.g., Fig. 2.9), while it has been locally dissected or eroded away above it (e.g., Fig 4). The presence of thick glacial sediments in the buried valleys, including the > 48 ka old SJL sediments, clearly indicates that the bedrock depressions are older than late Wisconsinan and were thus overdeepened during multiple glacial episodes.

2.5.6. Early proglacial environments

Results of this study, particularly the presence of the freshwater ostracode Candona at the Pointe-au-Sable section, indicate that glaciolacustrine sediments are present below Champlain Sea sediments at least in the southern part of the study area. At the Pointe-au-Sable section, facies assemblages of the stratified sediments underlying the erosive contact are also consistent with a glaciolacustrine setting (cf., Fig. 2.10). Therefore, these

stratified sediments are interpreted to have been deposited from sediment-laden meltwater discharging into Lake Candona (cf., Parent and Occhietti 1988; Rodrigues 1992) from a subglacial conduit, predominantly in the form of quasi-continuous hyperpycnal underflows (cf., Bates 1953). Secondarily, the top of the sequence is indicative of pulsating turbidity currents. This overall process resulted in the construction of a small subaqueous outwash fan. The age (10 450 ± 40 ka BP) obtained for the *Hiatella arctica* on the unconformity overlying the outwash (cf., Fig. 2.10) indicates that the unconformity represents a hiatus separating glaciolacustrine sediments deposited into Lake Candona and sediments deposited later in the Champlain Sea, probably after the marine maximum.

Other less forceful observations suggest that Lake Candona may have extended farther north such as in the CHS valley and even near Sainte-Anne-des-Plaines (cf., Fig. 2.3). In the CHS valley, a clear distinction between a glaciolacustrine and glaciomarine origin for the outwash sediments is difficult to assess. However, the probable presence of thick turbidites (Fig. 2.4b) in deep parts of the valley is consistent with a glaciolacustrine setting. If correct, the overlying rhythmites may represent the opening of the Champlain Sea, with an unusual assemblage dominated by *Eoeponidella pulchella* (cf., Fig. 2.6). However, a glaciomarine origin for the underlying outwash cannot be ruled out with the available data. At another borehole site near Sainte-Anne-des-Plaines (cf. Fig. 2.3), several valves and fragments of *Candona* mixed with a few foraminifers were identified from the base of the clay unit (Guilbault *unpublished report*); this may indicate that this site was close to the northern limit of Lake Candona.

Glaciomarine sediments, sometimes several meters thick, are mainly concentrated in buried valleys. The CHS and perhaps SJL buried valleys were already partly filled by proglacial sediments at 11.1 ka (cf. Fig. 2.4) indicating high sedimentation rates in the early stages of Champlain Sea. As mentioned earlier, some of the CHS valley fill may be glaciolacustrine in origin.

2.6. DISCUSSION

2.6.1. Ice flow phases

A late Wisconsinan glacial history mainly based on the study of striae and crosscutting relationships was proposed for the Montreal area in which a regional southeastward ice flow is assigned to the LGM and followed by a gradual westward shift during deglaciation (Prichonnet 1977). Further evidence in support of this model were later presented (Prichonnet 1982; Lévesque 1982; LaSalle 1985; Schroeder *et al.* 1986; Prichonnet *et al.* 1987). The late glacial shift was interpreted to be driven by increasing topographic control due to ice thinning and the development of large proglacial lakes in the Great Lakes basin. This interpretation implies that a late glacial (~13 ka BP) southwestward ice flow phase took place between Montreal and the Lake Ontario Basin. However, the event was presented as a minor, short-lived, late glacial reorientation and since the concept was not fully developed, most published regional paleogeographic reconstructions of late Wisconsinan events (e.g., Hughes *et al.* 1985; Dyke and Prest 1987; Karrow and Occhietti 1989) generally do not consider southwestward ice flow to have extended from Lake Ontario up to the Montreal region. These models generally consider that most published ice flow features of assumed Late Wisconsinan age (Fig. 2.11) in the triangle formed by Ottawa, Ogdensburg (NY), and the western tip of Montreal Island are indicative of southward and southeastward ice flow (e.g., Terasmae 1965, Richard 1975, Carl 1978, Gadd 1980) and are younger than those indicative of southwestward ice flow (Fig. 2.11). Furthermore, the lower till identified in the Seaway excavations and other features which record southwestward flow (McClintock and Stewart 1965) in this area have been assigned an Early Wisconsinan age (McDonald, 1971; Prest and Hode-Keyser, 1977; Clark and Karrow 1983). The only recent model suggesting a major southwestward ice flow phase during the Late Wisconsinan in the upper St. Lawrence Valley is the one proposed by Delage (1997).

Evidence suggesting a regional Late Wisconsinan southwestward ice flow phase has been reported almost everywhere in the St. Lawrence Valley between Montreal and the Lake

Ontario basin (Fig. 2.11). Several southwest-trending striae were reported between Lake Ontario and Montreal (e.g., MacClintock and Stewart 1965; Prest and Hode-Keyser 1977; Prichonnet 1977; Gadd 1980; Lévesque 1982; Corbeil 1984; Delage 1997; Bolduc and Ross 2001a,b), anorthosite erratics from *Sainte-Adèle* were found near Cornwall (Gadd 1980) and Paleozoic erratics and carbonate-rich till over the Frontenac arch were reported by Kettles and Shilts (1987). Other evidence such as clasts of Appalachian provenance (e.g., slates of the Granby Formation) were more recently reported in the till forming the southwest-trending ridges in the Huntingdon area (Delage 1997) and glaciotectonic structures affecting limestone strata and indicating southwestward flow have been reported on Montreal Island (Durand and Ballivy 1974; Prichonnet *et al.* 1987, Fig. 32). In light of these observations, including those of this study, the southwestward ice flow phase clearly appears as a regional event which left a widespread landform and sediment record throughout the upper St. Lawrence Valley and which obliterated much of the record left by the earlier southward phase. However , most of the south to southeast ice flow features between Ottawa and Vaudreuil (cf., Fig. 2.11) are assigned to a very late southward flow event which followed the regional southwestward phase (cf., Fig. 2.13d). Much remains to be learned about this late phase, especially about its apparent absence in the study area. Young southward-trending striae were only encountered in the westernmost part of the region (cf. Bolduc and Ross 2001a). Furthermore, glaciofluvial activity was clearly toward southwest in the Kingston area (Gilbert 1990) as well as in the study area, but south-trending eskers occur in the intervening region where southward ice flow is obviously the latest glacial event (e.g., Corbeil 1984; Gadd 1987). Additional work needs to be carried out to better understand this late ice flow phase and its relationships with glacial lake development and glaciofluvial processes in the upper St. Lawrence Valley.

2.6.2. Ice stream activity

Topographic and geologic settings as well as subglacial conditions are known to be important factors controlling ice flow direction and velocity (e.g., Anandakrishnan *et al.* 1998; Bell *et al.* 1998; Boulton *et al.* 2003) and large valleys and troughs are considered

to have favored fast flow in marginal areas of the Laurentide Ice Sheet (Boulton and Jones 1979; Denton and Hugues 1981; Boulton *et al.* 1985; Clayton *et al.* 1985; Hicock 1988; Hicock and Dreimanis 1989; Alley 1991; Marshall *et al.* 1996; Patterson 1998). Amongst the criteria proposed by Hart (1999) as well as by Stokes and Clark (1999, 2001) for identifying former terrestrial ice streams, two have been recognized in the Ontario-Erie basins: (1) some till units, the Sunny Point or Sunnybrook Till and the Catfish Creek Till, show evidence of ductile deformation (cf., Hicock and Dreimanis 1992; Lian *et al.* 2003) and (2) the ice sheet margin was characterized by large divergent lobes. Furthermore, southwestward-trending ice flow features in the upper St. Lawrence Valley can be traced from Kingston to the Montreal region (cf., Figs. 11 and 12) and at least two other criteria for former ice stream locations can be recognized: Most ice flow features clearly converge toward the Ontario basin (cf., Figs. 11 and 12) and a sharp boundary between contrasting drumlin fields is apparent west of Kingston (Chapman and Putnam 1984; Gadd 1987, Fig. 5). This evidence suggests that fast glacial flow toward the southwest most likely took place in the Ontario basin during the Late Wisconsinan and this event reorganized flow patterns in the upper St. Lawrence Valley to a previously unrecognized extent. Furthermore, results from numerical simulation suggests that an ice sheet will be characterized by similar patterns during successive stadial periods in a glacial cycle (Boulton *et al.* 2003). It is thus reasonable to hypothesize that such ice stream activity occurred repeatedly over these regions during Wisconsinan time. However, the lobes of the southern margin of the Laurentide ice sheet were dynamic entities adapting their configuration to climate, proglacial water bodies, and subglacial conditions and appear to have undergone rapid advance and retreat cycles indicating oscillatory unstable behavior in time and in space (Clark 1994, 1995). Results from this study are consistent with this interpretation and although additionnal work is needed to better understand this complex behavior and to further constrain the model presented in this study, our interpretation builds upon those that have been proposed so far for the upper St. Lawrence Valley (e.g., Prichonnet 1977, Gadd 1987; Dyke and Prest 1987; Delage 1997). A mechanism involving ice stream activity offers a consistent explanation for both the apparent abrupt changes in ice flow direction and the observed flow patterns. The ice stream model presented in this paper may also provide an explanation for the

relative abundance of Precambrian clasts in tills over sandstone bedrock along the northern flank of the Adirondacks, an observation which was previously considered "anomalous" as it could not be readily fitted into the regional framework (cf., Denny 1974; Clark and Karrow 1983).

2.6.3. Oka Till vs Border Till

This study has shown that the Border Till of Anderson *et al.* (1990) was deposited during an ice flow episode toward southwest. Given its stratigraphic position and provenance, this till is thus considered equivalent to Oka Till. Furthermore, it is proposed in this paper to abandon the name Border Till and use the name Oka Till for the upper till at the Bélanger section. The main reason to abandon the older name is that “border” is a generic geographic term incompatible with recommendations of the North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1983) stating that the generic portion of a geographic term not be included in the name of geological units. Since the name Border Till is not entrenched in the literature, this change will not affect the stability of the regional stratigraphic framework and will not create much confusion.

2.6.4. Extension of Lake Candona

Evidence suggesting that a short-lived glacial lake covered the central St. Lawrence Lowlands prior to the incursion of the Champlain Sea have been reported by several researchers (LaSalle 1981; Anderson *et al.* 1985; Parent 1987; Naldrett 1988; Rodrigues 1992) and were integrated in regional paleogeographic models (e.g., Parent and Occhietti 1988, 1999; Pair and Rodrigues 1993; Occhietti *et al.* 2001). Assemblages made exclusively of the freshwater ostracode *Candona cf. C. subtriangulata* in rhythmites overlying the regional till and underlying Champlain Sea sediments is definitely the most convincing evidence of the existence of such a lake. Parent and Occhietti (1988) presented a reconstruction of the glaciolacustrine phases prior to the marine invasion and named the most extensive coalescent phase Lake Candona. Based on the work of Anderson *et al.* (1985), Naldrett (1988) and Rodrigues (1992), it is clear that this

freshwater lake extended into the Ottawa and upper St. Lawrence valleys. Evidence presented in this paper helps to constrain the extension of this glacial lake east of Ottawa and north of the Ottawa River.

As initially suggested by Rodrigues (1992), many of the formely interpreted proximal glaciomarine outwash fans along the Ottawa River (e.g., Burbidge and Rust 1988; Sharpe 1987, 1988) should be glaciolacustrine in origin. However, not all sand and gravel deposits along the Ottawa River are glaciolacustrine in origin. Some of these features consist of coarse glaciofluvial sediments which were in fact extensively reworked and redeposited by the ancestral Ottawa River (Bolduc and Ross 2000).

2.7. CONCLUSION

Quaternary successions in buried valleys of the Plain northwest of Montreal contain evidence of pre-Late Wisconsinan non-glacial sedimentation (SJL sediments), glaciolacustrine deposition prior to a major ice advance, and two till sheets (Argenteuil Till and Oka Till) with contrasting characteristics which provide a clear record of the last two major ice flow phases that occurred in this region. Both till sheets are assigned a Late Wisconsinan age. The oldest phase was toward the south, but much of its record was obliterated by a subsequent and major southwestward flow phase. The latter was in turn followed by a short-lived late glacial southeastward flow phase. This late glacial reorientation is more apparent southwest of the study area. Therefore, ice flow direction clearly shifted several times during the last glacial cycle and was not necessarily dominated by southward ice flow. In spite of uncertainties regarding its timing and magnitude, the southwestward ice flow phase was definitely much more than a minor late glacial reorientation. Some evidence, such as abrupt changes in ice flow direction and convergent flow patterns, suggests that ice stream activity was a key process in the Late Wisconsinan record of the upper St. Lawrence Valley. A glacial dynamics model is thus proposed whereby a "switching mechanism" operated between an ice stream mode and a "normal" mode. The ice stream was more likely initiated in the Lake Ontario basin, but its

catchment area episodically migrated northeasward into the study area. Full glacial conditions were seemingly more favorable for southward flow in the upper St. Lawrence Valley. In the late stages of deglaciation, a channelized meltwater system developed subglacially and was focused along the southwest-trending buried valleys of the study area. Lastly, it is now confirmed that Lake Candona briefly extended in the study area prior to marine incursion and that exceptionally elevated sedimentation rates were recorded in buried valleys during the early phase of Champlain Sea.

2.8. ACKNOWLEDGMENTS

This paper is part of a Ph.D. dissertation at INRS Eau, Terre et Environnement. The work was mainly supported by Natural Resources Canada. Drilling of borehole 00_CHS_F1 was supported by the Québec Ministry of Transportation and the residential well (MR-1999-0001; cf., Fig. 2.7) was drilled by *Les Puits Deux-Montagnes Inc.* Partial financial support to the first author was provided through scholarships from the Fonds Québécois de la Recherche sur la Nature et les Technologies. The authors would like to thank Andrée M. Bolduc, J.P. Guilbault and all the teammates of both the NATMAP and AFSOQ projects for their valuable help. Denis Lavoie (NATMAP project leader) and Martine M. Savard (AFSOQ project leader) are acknowledged for generous project support. The authors would also like to thank Michel Lamothe and other colleagues at UQAM for the IRSL tests and for worthwhile discussions.

CHAPITRE 3

3D GEOLOGIC FRAMEWORK MODELS FOR REGIONAL HYDROGEOLOGY AND LAND-USE MANAGEMENT: A CASE STUDY FROM A QUATERNARY BASIN OF SOUTHWESTERN QUEBEC, CANADA[a]

ROSS, MARTIN[1], PARENT, MICHEL[2] AND LEFEBVRE[1], RENÉ

[1]*Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-ETE), 880, chemin Sainte-Foy, bur. 840, C.P. 7500, Québec (Qc.), Canada, G1V 4C7*

[2]*Geological Survey of Canada, 880 chemin Sainte-Foy, Suite 840, Québec (Qc.), Canada, G1S 2L2*

Abstract During a regional hydrogeologic survey in the St. Lawrence Lowlands, Canada, a computer-based 3D Geologic Framework Model (GFM) was constructed to obtain a consistent representation of this typical Quaternary glaciated basin over a 1400 km^2 area. Such a detailed stratigraphic reconstruction was needed because the Quaternary sediments control the recharge to the underlying regional fractured rock aquifer and also because buried granular aquifers are partly connected to the regional system. The objectives of this geomodeling effort are 1) to improve understanding of subsurface conditions above the regional aquifer and; 2) to provide a common stratigraphic framework for hydrogeologic applications. The method draws on knowledge-driven discrete modeling using gOcad, as well as standardization and quality control procedures to maximize the use of a multisource database. The resulting model represents the bedrock topography and the complex stratigraphic architecture of overlying sediments. The regional till aquitard, the marine clay aquiclude and the buried granular aquifers have been modeled with unprecedented details, thus providing a well-constrained 3D hydrostratigraphic framework. The recharge zones of the rock aquifer represent about 35% of the study area.

[a] Published in Hydrogeology Journal. Available online at: http://link.springer.de/journals/hydrogeo/

Buried granular aquifers are directly connected to the regional aquifer system over about 10% of the area. The model allows several applications such as assessing aquifer vulnerability and areal groundwater recharge rates; improving the GFM inter-operability with groundwater modeling systems would be the next logical step.

Résumé Dans le cadre d'une étude d'hydrogéologie régionale dans les basses terres du Saint-Laurent (Canada), un Modèle surfacique géologique en 3D (MSG) a été développé pour obtenir une représentation cohérente par ordinateur de ce bassin quaternaire sur une superficie de plus de 1400 km^2. Une telle reconstitution stratigraphique était nécessaire en raison du contrôle qu'exercent les sédiments quaternaires sur la recharge de l'aquifère régional fracturé sous-jacent et aussi parce que les aquifères granulaires enfouis sont partiellement connectés au système régional. Les objectifs de cet effort de géomodélisation sont: 1) d'améliorer la compréhension des conditions de sous-surface au-dessus de l'aquifère régional et; 2) de fournir un cadre stratigraphique commun à des fins de caractérisation hydrogéologique. La méthode repose sur l'intégration de l'interprétation géologique dans la modélisation discrète effectuée à l'aide du logiciel gOcad, ainsi que sur des procédures d'uniformisation et de contrôle de la qualité des données afin d'optimiser l'utilisation d'une base de données multisources. Le MSG représente la topographie du roc et l'architecture stratigraphique des sédiments sus-jacents. L'aquitard régional (till), l'aquiclude d'argile marine et les aquifères granulaires ont été modélisés à un niveau de détail sans précédent, fournissant ainsi un cadre hydrostratigraphique solidement établi. Les zones de recharge de l'aquifère rocheux représentent environ 35% de la zone d'étude. Les aquifères granulaires enfouis sont connectés directement au système aquifère régional sur au moins 10% du territoire. Le MSG permet de multiples usages tels l'évaluation de la vulnérabilité des aquifères et l'estimation de la distribution de la recharge; la prochaine étape logique serait l'amélioration de l'interopérabilité avec les systèmes de modélisation numérique de l'écoulement.

3.1. INTRODUCTION

In recent years, Quaternary deposits of the northern U.S and Canada have been used for an increasing number of human activities, such as sand mining and for waste disposal and water supply, which are known for their potential impact on groundwater. Moreover, it has become apparent that understanding relationships between Quaternary deposits and groundwater is also a necessity in areas where most water supplies come from bedrock aquifers. Indeed, these deposits are frequently a major factor controlling confining conditions and recharge of bedrock aquifers. This situation has highlighted the urgency to improving knowledge of hydrogeologic settings of glaciated terrains in rapidly developing regions. However, delineating confining layers and sub-surface aquifers and aquitards in these complex settings is by no means a trivial task and a close integration of stratigraphic reconstructions and hydrogeologic applications still represents a significant challenge.

An important difficulty in regional hydrogeologic surveys is to have access to sole-sourced consistent geological information which can accommodate many specific needs. A solution may be to create a computer-based "repository" of the stratigraphic knowledge of the study area (Mallet 2003) which is common to all project team members, as opposed to a common practice in which geologic information is stored on different media and dispersed through a series of independent end-products. This approach reduces redundancy and risks of inconsistencies and helps to streamline updating procedures. An obvious benefit is that it does away with the necessity of redoing much of the interpretation and stratigraphic modeling to adjust to the specific requirements of various applications; in the end, time savings can be huge.

In recent years it has become technologically feasible to build in a reasonable time frame complex 3D geologic or hydrostratigraphic models, to incorporate and analyze material properties, and to export the information to other software systems to meet the specific requirements of an application. This has opened a new perspective in hydrogeology where a number of applications require that all the available hydrogeological information

be incorporated into a full three-dimensional conceptual model (e.g., Frind *et al.* 2002). Consequently, producing such computer-based geologic models is becoming an important objective in many hydrogeologic surveys. For instance, the Geological Survey of Canada (GSC) has integrated some aspects of 3D modeling in its hydrogeologic investigations since the mid 90's (Sharpe *et al.* 1996; Parent *et al.* 1998; Ricketts 2000; Girard 2001; Logan *et al.* 2001; Thorleifson *et al.* 2001; Ross *et al.* 2002). Also, US federal and state agencies have developed 3D mapping programs for regional hydrogeologic studies (Belcher *et al.* 2002; Herzog *et al.* 2003), hydrogeologic characterization of underground nuclear test areas (U.S. Department of Energy 1997) and radioactive waste repository (Clayton 2000), and for land-use planning and management (Soller *et al.* 1999; Berg *et al.* 2000). Efforts are also carried out elsewhere, such as in Finland (Artimo *et al.* 2003). However, regional 3D models and associated multiple usages are still uncommon due to organizational and resource constraints as well as to problems related to data quality, quantity, and distribution. Furthermore, even though many approaches are conceivable for the development of 3D models, they are not necessarily suitable for every field situation or survey objective. Therefore, the procedures developed to construct 3D geologic or hydrostratigraphic models should be flexible enough to adapt to different settings and project objectives, but the resulting models should have the level of stratigraphic details required by the most demanding application.

The work presented in this paper is part of a regional hydrogeologic investigation conducted by the Geological Survey of Canada (Savard *et al.* 2000). The study area is located in the St. Lawrence Lowlands near Montreal (Fig. 3.1), a rapidly developing region where groundwater conservation has become a public issue. The objectives of this work are to: 1) improve understanding of subsurface conditions above the regional fractured rock aquifer and; 2) to provide a common framework for different hydrogeologic applications. To achieve these goals, a strategy has been developed to create a computer-based 3D model of the regional bedrock topography and overlying Quaternary stratigraphic architecture (Geologic Framework Model, GFM). This paper presents the strategy, the resulting 3D model, as well as a few applications. The GFM is used to describe the main Quaternary hydrogeological settings. Also provided are brief

descriptions of how the model was used to assess aquifer vulnerability to contamination (Ross *et al.* 2003) and, to some extent, calibrate the regional numerical model (Nastev *et al.* in press, a). Other potential applications are suggested. The main challenge for 3D modeling in such a glacial setting stems from the often discontinuous nature of the units, their highly variable thicknesses, and the fact that most units are only partly exposed at the surface. The procedure applied to construct the GFM takes advantage of the capabilities of modern geomodeling systems, basin analysis techniques (Miall 1990), and quality control, as well as standardized procedures to optimize the use of a multisource database.

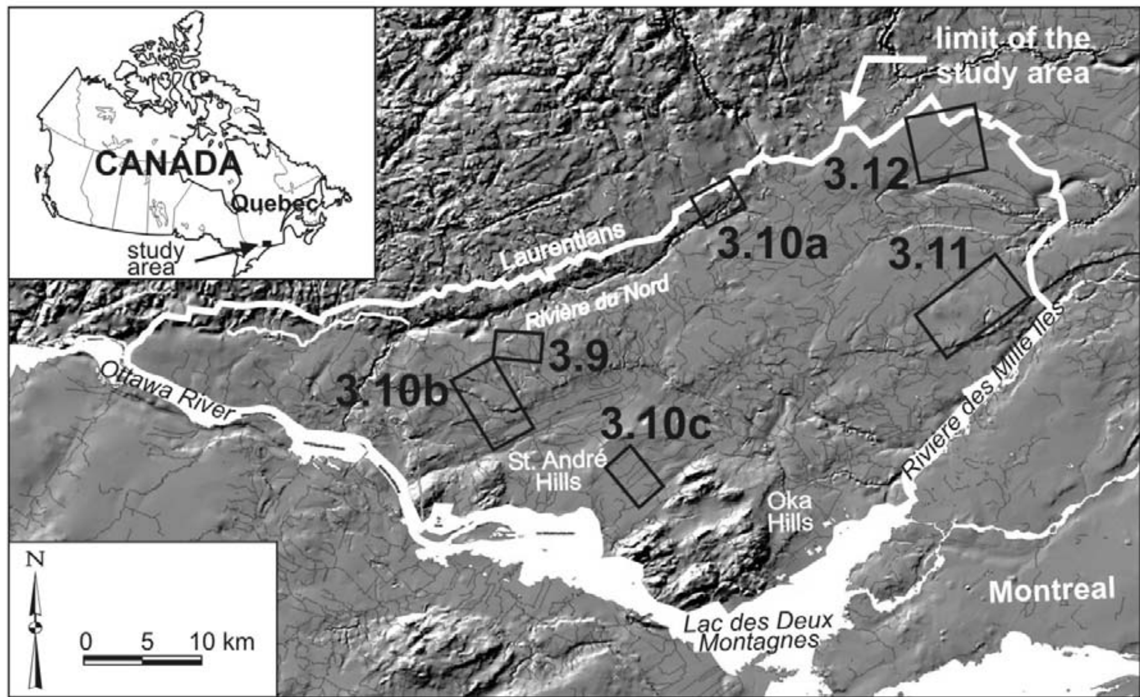


Figure 3.1: Location of study area with digital elevation model as background. Locations of some figures in the text are also shown.

3.2. CHARACTERISTICS OF THE STUDY AREA

The study area extends over about 1500 km^2 between the Laurentian Highlands, the Ottawa River, and other St. Lawrence River tributaries (Fig. 3.1). At low elevations,

ranging from 25 m above sea level (masl) up to about 70 masl, the region mainly consists of a low-relief clay plain incised by paleochannels of the Ottawa River and by modern rivers and streams. At higher elevations, from 70 m to 95 m, it consists of a drumlinized till plain which represents important groundwater divides and recharge areas. Both zones mainly trend northeast-southwest, parallel to the nearby Shield margin (Laurentians). Elevations rise to 250 masl in a large Shield inlier, the Oka Hills. The rural and semi-rural population depends largely on fractured-rock aquifers for water supply and the region is undergoing rapid housing development due to proximity to Montreal.

The bedrock is essentially made of Paleozoic sedimentary rocks of the St. Lawrence Lowlands Platform, which locally consists of a 1500 to 3000 meter-thick succession of sandstones and carbonates ranging from Cambrian to Middle Ordovician (Globensky 1987). These rocks are underlain by a Precambrian basement which outcrops in the Laurentian Highlands as well as in two hills (St. André and Oka) which also contain Cretaceous intrusive rocks (carbonatites). Bedrock is overlain by a discontinuous cover of Quaternary sediments reaching up to 150 m in thickness and offering a great variety of hydrogeologic settings. The Quaternary geology of the study area has been described and interpreted by Hillaire-Marcel (1974), Prichonnet (1977) and Lévesque (1982), and more recently by Bolduc and Ross (2000) as well as Ross *et al.* (2001). Over 200 stratigraphic boreholes reaching bedrock were drilled in the early 1970's to support decision-making for the location of the Mirabel International Airport (Kugler-Gagnon 1974; St-Onge 1979). The Quaternary sequence mainly comprises Late Wisconsinan subglacial (20-12 ka), proglacial (12-10 ka) and Holocene (<10 ka) postglacial sediments forming discontinuous units of variable thickness. Till and Champlain Sea clay are the most widespread units.

The regional aquifer system is largely confined and mainly consists of fractured sedimentary rocks. In addition, some overlying discontinuous units of highly permeable Quaternary sediments are connected to the fractured rock aquifer in some parts of the study area and contribute to the regional system. These granular aquifers are mainly made of ice-contact glaciofluvial sand and gravel and proglacial sand. The uppermost part of

the fractured rock aquifer was found to be more permeable than rock layers at greater depth (Nastev *et al.* 2001). Confining of the aquifer units is provided by the till and the marine clay which act respectively as regional aquitard and aquiclude. Regressive sands commonly overlie marine clay, thus forming an upper unconfined aquifer of variable extent. Therefore, the Quaternary succession largely controls the confining conditions of the regional aquifer, as well as its recharge which occurs on topographic highs where bedrock either crops out or is covered by thin discontinuous till. More details can be found concerning aquifer properties in Nastev *et al.* (2001 and in press, b), hydrogeochemistry in Cloutier *et al.* (2001), and recharge characteristics in Hamel *et al.* (2001).

3.3. METHOD

3.3.1. Data acquisition

Considerable field work was conducted between 1999 and 2001, including surficial mapping, detailed geologic section analyses, stratigraphic drilling, ground penetrating radar (GPR), and shallow seismic reflection surveys. Two maps of the Quaternary geology were completed at a scale of 1: 50 000 (Bolduc and Ross 2001a, 2001b), the distribution of most of the newly-acquired subsurface data used for constructing the model are shown in Fig. 3.2. High resolution shallow seismic data acquisition and processing are described by Benjumea *et al.* (2001), while their preliminary interpretation was presented by Ross *et al.* (2001).

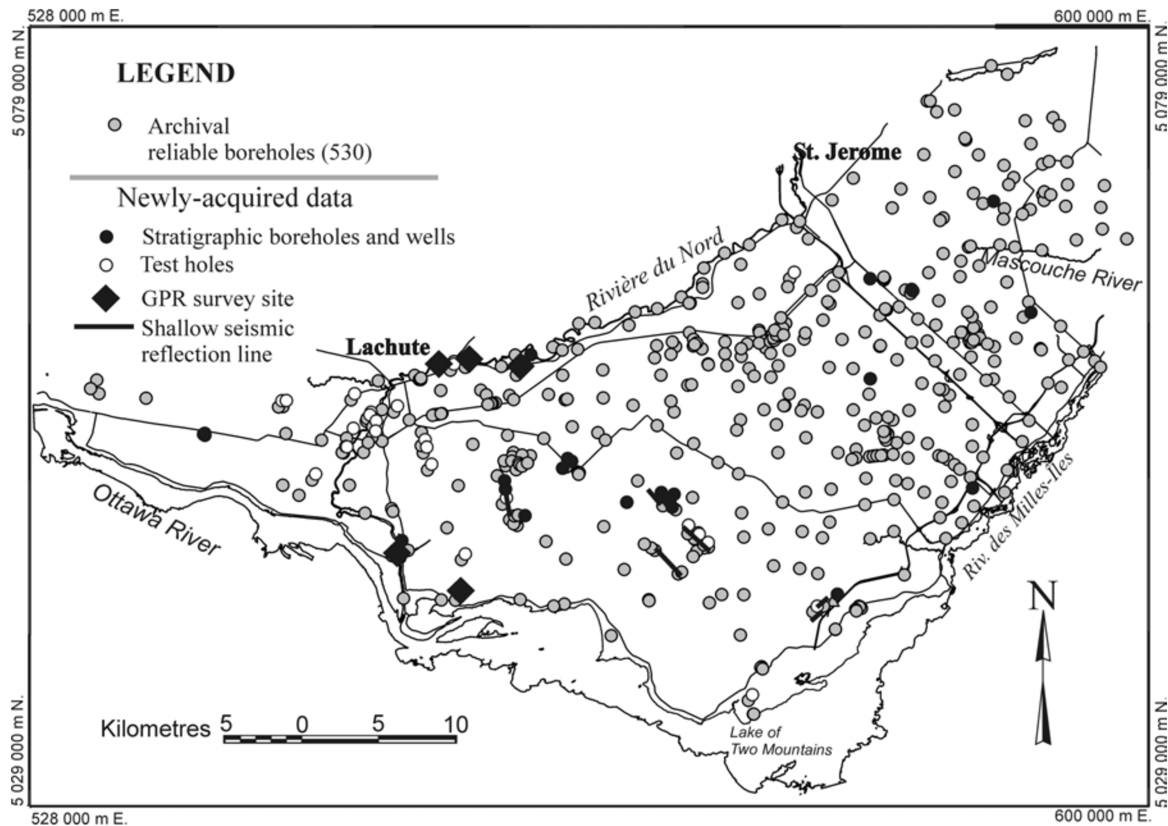


Figure 3.2: Distribution of newly-acquired data and the most reliable archival boreholes (see Table 3.1). Note that reliable data are scarce in the westernmost part of the study area.

3.3.2. Archival data quality control and standardization

Geologic and hydrogeologic data were integrated in a database (Access^tm Microsoft 1997). The database structure is described by Boisvert and Michaud (1998). All records in the database are spatially referenced by UTM coordinates and most by elevation. The database is largely composed of archival boreholes from the provincial database (Hydrogeologic Information System (HIS); www.menv.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/index.htm. This database was first assembled in the 1970s by the Québec Ministry of Environment to integrate in digital format water well logs and geotechnical boreholes from several public agencies. The Ministry carried out location checks in the field between 1980 and 1985 as well as some automatic verifications such as comparing borehole depth with calculated lithologic thickness to

confirm data consistency (R. Perron personal communication - 2000). The HIS database has been updated periodically.

Newly acquired data and boreholes from other sources were added, such as recent geotechnical boreholes from private firms, and 417 well locations were verified in the field. Data for a total of 5148 boreholes were compiled for the study area. Since the subsurface data are of variable reliability, they were assigned a weighting factor using a step-by-step data management approach which include data documentation and quality control procedures. The criteria are listed in Table 3.1. Database quality control was initiated using MapInfo 5.0 (MapInfo) to identify potentially anomalous data. Since the automatic factor attribution is only a preliminary step, no data were deleted during this procedure; it was used to flag potentially anomalous data. The archival surface elevation of each borehole was then compared to a Digital Elevation Model (DEM). Where differences of 10 m or more were encountered, the record was assigned a reliability factor of 2 (Table 3.1). Boreholes located over lakes away from shorelines were assigned a factor of 1 and those located more than 500 m away from any human infrastructure such as a building or road were assigned a factor of 2. Other validation steps were needed after this initial quality control procedure (see below; Building cross sections), before considering acceptance/rejection of these data.

Table 3.1: Borehole database validation criteria.

Reliability factor	Reliability	Criterion	Data type
5	High	Original logs and reports are available for checking procedures. Samples are available	Stratigraphic, geotechnical boreholes and water wells described using accepted scientific methods
4	Good	Original logs and reports are available. Some well locations have been verified in the field	
3	Fair	Original logs are not available. There is no apparent inconsistency with nearby reliable data	Geotechnical boreholes and water wells
2	Low	One problem; anomalous location or stratigraphic log	Water wells
1	Bad	Multiple problems	Water wells

The next step was to identify boreholes described using accepted scientific methodology and for which the original documentation was available. These documents were compared with their digital equivalent during quality control procedures and corrections were applied when needed. After completion, these data were assigned a factor of 4, or 5 if samples were available. Their distribution is shown in Fig. 3.2. All other data were assigned a preliminary value of 3. As can be seen from Fig. 3.2, the most reliable data are exceptionally well distributed. It is also important to note that 68 % of all the boreholes in the database reach bedrock, thus offering unusually favorable conditions for constructing a regional GFM of the Quaternary stratigraphy and bedrock topography.

A standard code was developed (Parent *et al.* 2003) to integrate data that have different descriptive attributes. The purpose of the code is to group attributes which are related to a similar lithology. It is important to note that the standardization added a new classification, which means that the old ones were preserved. An example of standardization is shown in Fig. 3.3. This abridged code is especially useful and facilitates

correlation between highly detailed descriptions using lithofacies code and non-standardized poorly detailed descriptions.

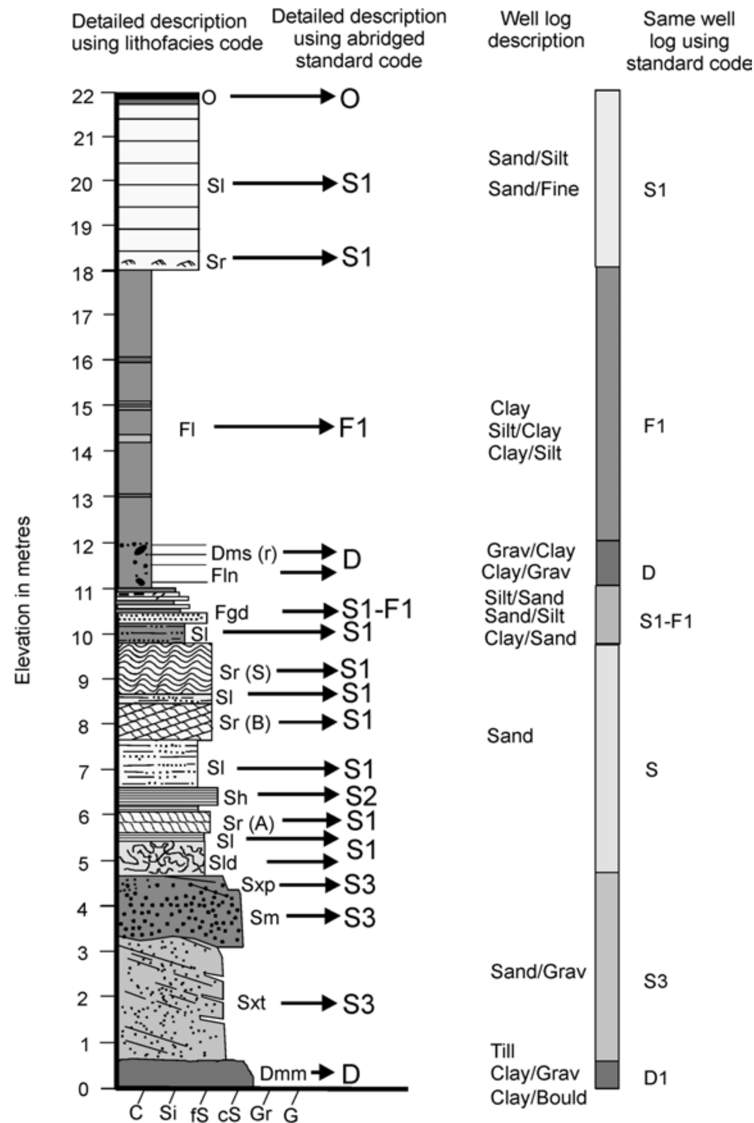


Figure 3.3: Stratigraphic logs providing an example of the standard code which was implemented to facilitate correlation between highly detailed descriptions using lithofacies code (e.g., Eyles *et al.* 1983) and non-standardized poorly detailed descriptions. This abridged code is particularly useful when systematic distinctions, such as coarse/fine sand, are needed.

3.3.3. The Geologic Framework Model (GFM)

3.3.3.1. The choice of the modeling tool

GIS are modern powerful tools which allow for spatial analyses and representations of georeferenced data (Bonham-Carter 2000). These tools have proved their usefulness in hydrogeology over the years, but standard multi-layered systems are quite limited for modeling, visualizing, and editing subsurface data and geologic objects and their attributes. With these general-purpose GIS, geologic layers are represented as regular grids or triangulated surfaces which can only be modeled as explicit functions $z = f(x, y)$. The topology and geometry are at best in 2.5D (a dimension characterizing non-planar surfaces embedded in 3D space), and thus cannot integrate all the constraints induced by 3D data sets. However, in recent years geomodeling systems have been developed with high 3D visualization, geometric as well as property modeling capabilities to enable the construction and analysis of 3D geologic models in a way that general-purpose GIS and CAD systems simply cannot do (e.g., Mallet 1992, 2002). In the perspective of increasing inter-operability between databases and these modeling tools (e.g., Breunig 1999) as well as with end-process technology, these capabilities open a new perspective for hydrogeological applications. An exhaustive presentation of the evolution of concepts and description of methods currently used in 3D geologic modeling is however beyond the scope of this paper. The reader is thus referred to a few textbooks, papers, and reports (Raper 1989; Pflug and Harbaugh 1992; Hamilton and Jones 1992; Turner 1992; Houlding 1994; Alms *et al.* 1996; BRGM 1997; Courrioux *et al.* 2001; Jessell 2001; Mallet 2002).

A discrete modeling approach was chosen to construct the geologic model. The 3D geomodeling system gOcad (Earth Decision Sciences 2001) was used on a PC with a Windows 2000 (Microsoft) platform to carry out this part of the work. This software which is being developed by the gOcad Research Group at the Nancy School of Geology (France) and its partners is specifically designed to construct and analyze geologic objects

and their properties (Mallet 1992). This tool is mainly developed for applications in the petroleum industry, although it is increasingly used in the geosciences in general.

A complete presentation of the notion of discrete modeling is made by Mallet (2002). With this approach, discrete triangulated surfaces can be built from points, lines, open and closed curves and can be modified by applying the *Discrete Smooth Interpolation* (DSI) algorithm (Mallet 1989; Mallet 2002) which minimizes a roughness criterion while honoring any linear hard and soft constraints. For example, DSI can be applied to smooth a surface while honoring exactly some of the control points and only to some degree other less reliable data as well as taking into account thickness constraints along a specified direction. With this modeling approach, a 3D model is primarily defined by a series of interlocking surfaces representing the boundaries of geological objects. The space can then be consistently partitioned to describe and represent the geological objects as 3D regions. In this paper, such models are referred to as Geological Framework Models (GFM). One of the main benefits of using this approach is that it can provide a detailed definition of the stratigraphic architecture without depending on any specific high resolution 3D grid. This is a critical point since a detailed GFM can be used without any internal mesh or as the backbone for further discretization whose type and resolution are adapted to fit the specific needs of any particular application (geostatistics, groundwater flow simulation, etc.).

3.3.3.2. Building geologic cross sections

Prior to the construction of the model surfaces, one of the most challenging aspects of the modeling task was to adequately correlate borehole attributes to a given stratigraphic unit. In Quaternary basins, units are frequently thin and discontinuous and similar facies can be found in different unconnected units. Tills are especially hard to recognize in a multisource database because the use of the term “till” is not generalized and the lithological description is often incomplete or even erroneous such that they may be incorrectly assigned to another sediment type and thus, to another unit. Therefore, assigning a lithology to a specific unit automatically by querying a database will provide

results of limited use or validity. Any automatic or semi-automatic data standardization and validation method, including the one described in this paper (see above), must be done in combination with knowledge-driven tools such as basin analysis and facies models to help identify data which should be considered as being part of the same geologic body and to guide the bridging between data points. Since the known composite stratigraphic sequence is usually incomplete at most sites, correlations must be made carefully. Because it is more natural and easier for the human mind to understand data relationships in 2D, the initial correlation and interpolation were made using 2D vertical working planes. However, following the work of Ragan (1985), Marschallinger (1991) and Schetselaar (1995), it was decided to build geologic cross sections directly in the 3D graphic and georeferenced environment. This approach helped to reduce data transfers and one can use the 3D visualization capabilities to interactively test the consistency of a newly-built cross section with the others in a georeferenced environment common to all input data. More than 40 cross sections were built this way to form the basis of the 3D framework (cf. Appendix G). Their location is shown in Fig. 3.4a. Except for two of them, they are aligned perpendicular to the main regional geologic structures and forms.

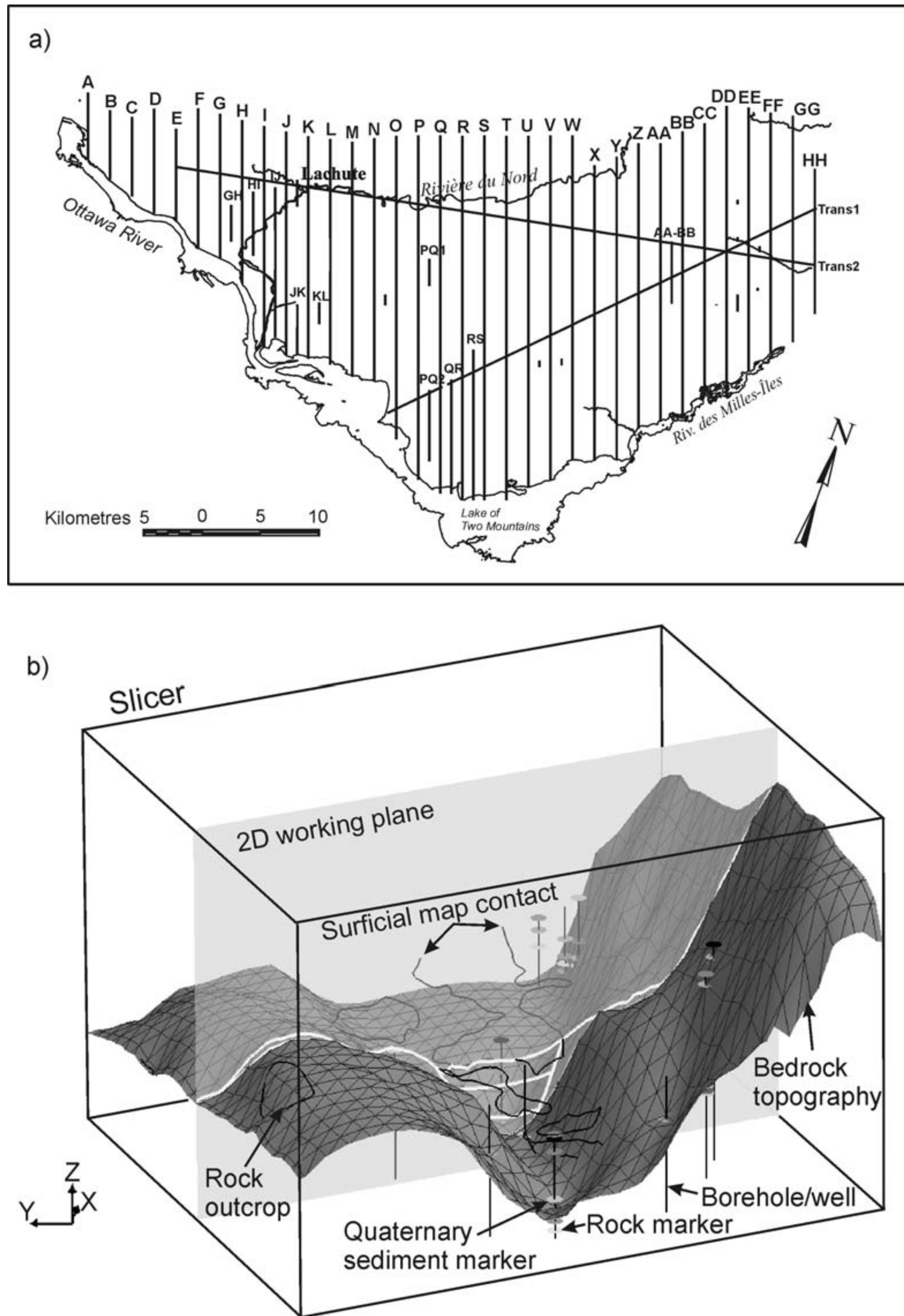


Figure 3.4: **a**) Location of regional cross sections in plan view (cf., Appendix G). **b**) Example of the 3D graphic environment in which cross sections are built. The white interlocked curves represent the top of each unit along the cross section. These curves are used as constraints during the subsequent surface modeling.

Boreholes were initially grouped in different collections according to their source in order to facilitate data visualization in highly clustered areas. Cross section building started prior to the decision of using gOcad as the geomodeling tool in the project and a macro command was used to draw boreholes in Microstation (Bentley) which is a CAD software offering 3D modeling and visualization capabilities. The link with Access (Microsoft) was provided using an Open Database Connectivity (ODBC). Every other relevant piece of information was imported into Microstation such as vector maps representing topography, hydrology, geology, roads, etc. A *triangular irregular network* (TIN) was created from topographic data and every piece of surface information was draped onto that TIN. The cross sections which were built along 2D working planes integrate all reliable subsurface and surface data within a 1-2 km wide strip. These curves were subsequently exported as DXF files into gOcad to be used later as geometrical constraints in the 3D model. However, it is important to note that, since gOcad was later chosen as the 3D geomodeling system (see above), the use of Microstation was abandoned and all data were directly transferred to gOcad from databases and GIS packages via ASCII (*.txt), Shape (*.shp) or DXF (*.dxf) files using built-in "filters". This has reduced software interplay and streamlined the procedure for future projects. The last cross sections were directly built in gOcad using interactive tools. Vertical 2D working planes (surfaces) were built and only those data which were located inside the 1-2 km wide zone were set as visible in the 3D camera using a "slicer" tool (Fig. 3.4b). The boundaries of geologic objects were built on the working planes using curve editing tools.

Such cross sections can be regarded as a type of intelligent interpolation and extrapolation method. Here, this method is not only intended to provide interpretational control to the 3D model, but also to provide expert constraints on data quality control and correlation.

A schematic example of the data validation and correlation method is given in Fig. 3.5. Correlations were made between reliable data through expert knowledge (e.g., facies models and relationships, geologic rules). Particular attention was given to data considered anomalous after the automatic validation procedure previously described and corrections were applied to reliability factors when needed. The “less reliable” data

(factor 3) were usually integrated, while the remaining data with factors 1 and 2 were partly considered as guidelines if, and only if, there was no other subsurface information in the vicinity. Those areas constitute priority targets for further investigation.

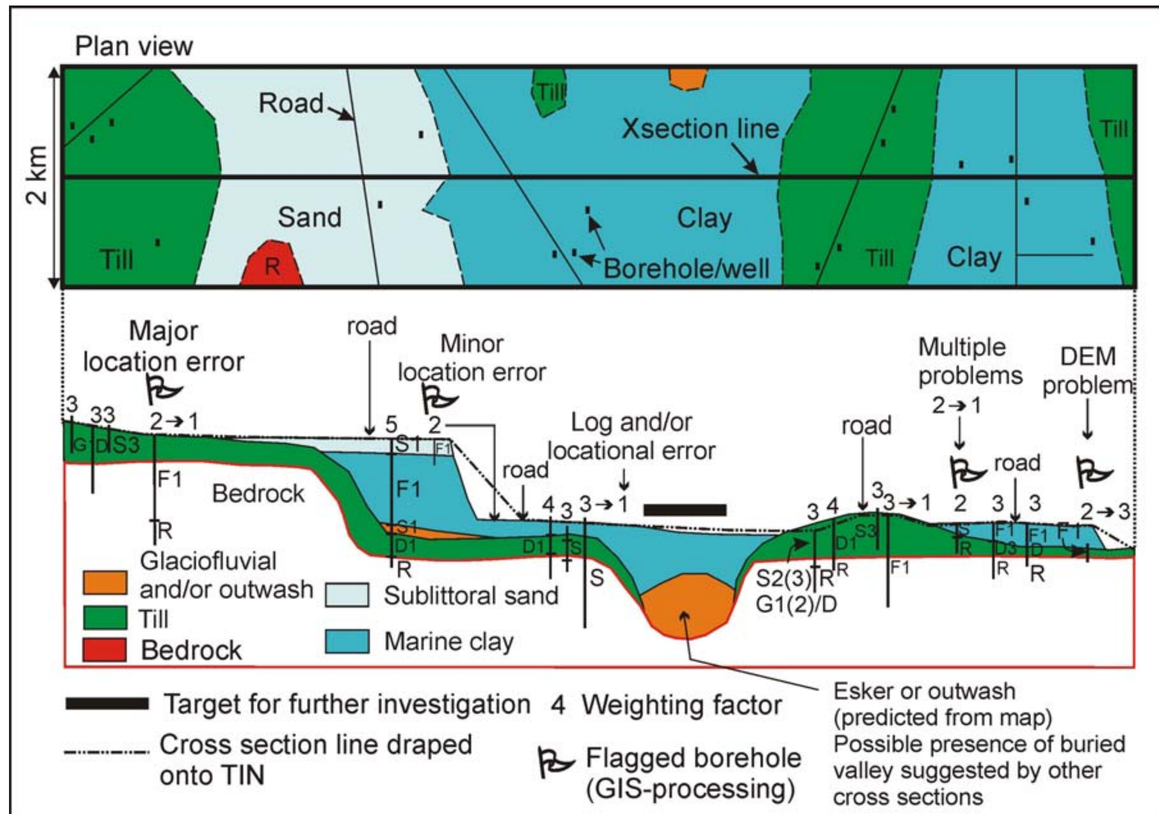


Figure 3.5: Schematic example showing how cross section building was used for data quality control and correlation. Note the different lithologic descriptions for the till unit even using standard code. Clear identification of this unit was sometimes difficult which resulted in some ambiguous correlations between borehole data, especially in areas where glaciofluvial and proglacial sediments are likely present at depth. Cross section building was however very helpful in solving many such problems.

3.3.3.3. Surface modeling

The overall workflow of surface construction as well as other steps in the modeling procedure are presented in Fig. 3.6. The surfaces can be built first with non-standardized borehole data to provide quick maps in support of decision-making in the early stages of

an investigation and be modified as validation results and new data become available (geological maps, new boreholes, geophysical data, cross sections, etc.). As more data are added, evaluated and corrected, the surfaces are better constrained and become increasingly accurate. Once cross sections and data validation procedures are completed, new surfaces are built to provide a final model with maximum geological consistency and to make sure there are no remaining artifacts related to earlier versions of the model. Cross section curves and geological map contacts are used here as the main expert knowledge constraints (cf., Fig. 3.4b), but other constraints were also applied to take into account reliable data between cross sections in order to increase the accuracy of interpolated surfaces. These include topographic data, small outcrops, curves from interpreted seismic profiles, and contacts from boreholes with a reliability factor of 4 or 5.

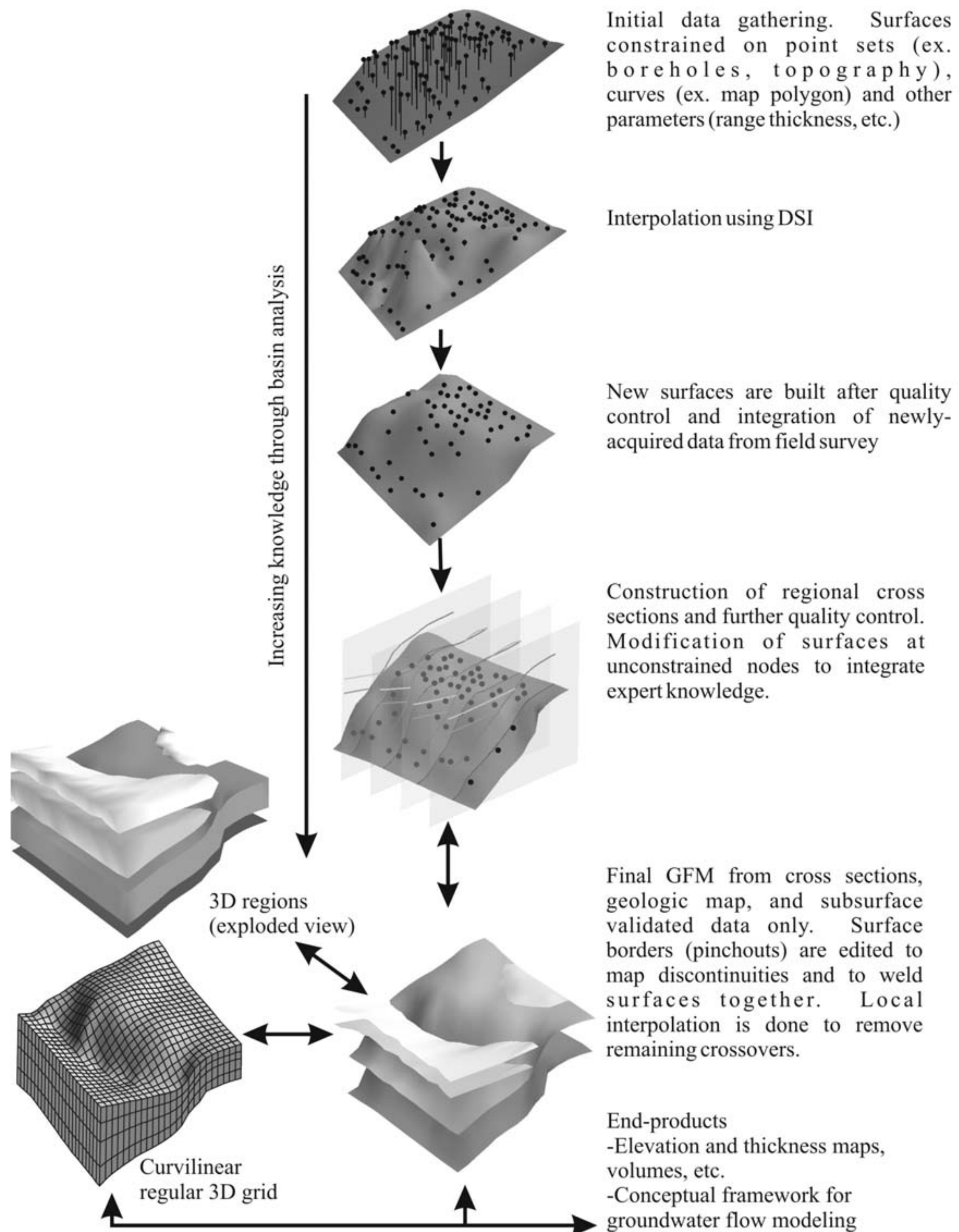


Figure 3.6: The model construction procedure is a step-by-step workflow designed to support scientific reasoning and decision-making during an ongoing project. Note that preliminary outputs are available in early stages of the survey. This stratigraphic reconstruction procedure is most amenable to multiple usages.

Since building surfaces separately does not ensure that they are consistently in the correct stratigraphic order away from cross sections, increased mesh density and minimum thickness constraints were applied locally to remove most crossovers which are frequent where units are thin, especially if the variability of the top elevation of a unit is larger than its thickness. The remaining crossovers were removed manually by adjusting triangle nodes but in many cases, discontinuities were created. Special attention was also given to reliable boreholes that do not reach bedrock in order to respect minimum thickness constraints using interactive tools. Crossovers and other thickness problems were thus corrected locally depending on the specific problem instead of taking a reference surface, calculating its thickness and then adjusting all the others to fit that layer. Therefore, surfaces are not regionally modified on the basis of a reference layer as opposed to what is often done in multi-layered modeling using standard GIS tools.

3.3.3.4. Model volumes

The interlocked surfaces are intended to form closed volumes representing geologic bodies. The surfaces thus act as "dividing walls" isolating 3D regions (Mallet 2002). However, the partitioning of the subsurface into such 3D regions which describe the topological space requires that the surfaces be "welded" together. It is therefore critical that the topology defined by the surfaces be unambiguous. Surfaces must form a closed volume and the line defined by the intersection of two surfaces must be unique and free of gaps. Time-consuming operations may be required to achieve this goal in complex models which have numerous and highly detailed intersecting surface borders. However, this is very useful to make sure that topology is consistent as this allows calculation of volumes, visualization of separated objects, and application of grid generation tools that maintain the geometric integrity of the GFM. In order to achieve this, many improvements were applied along surface intersections. Further discretization was also applied using advanced gridding tools that allow the construction of curvilinear regular 3D grids which conform to the stratigraphic architecture. The 3D regions and grids were used to create sub-models for geologic setting visualization, to generate continuous units for groundwater flow modeling, as well as to calculate unit thickness and volumes. The

grids were also used in parameter estimations for aquifer vulnerability mapping (see below).

3.4. RESULTS

A compilation of data and their associated reliability factor (Table 3.2) shows that only 40% of the database was used for constructing the GFM. This does not mean however that 60% of the boreholes are unreliable. In fact, many consistent data (factor 3) were not needed, such as in clustered areas where there were sufficient reliable boreholes (factor 4 and 5) to construct the GFM. The GFM is shown in Fig. 3.7. The GFM is made of interlocked surfaces representing the top of bedrock (Fig. 3.7a) and each of the main Quaternary units recognized in the study area. Some units are only partly represented in the Oka Hills and in the Laurentian Highlands (Fig. 3.7e); lag deposits less than 1 m thick are generally not included. Units older than the regional till are represented together as a single discontinuous top surface (Fig. 3.7a), since data regarding those units were too scarce to allow more details. Two superposed till units were found during field investigations but since the lower till could be observed in only one borehole and traced confidently along a single seismic line, it was not possible to represent them separately at a regional scale. Ice-contact glaciofluvial and proglacial outwash deposits were also combined to form one top surface (Fig. 3.7b). Special attention was given to the discontinuities in the marine clay aquiclude (Fig. 3.7c). Holocene regressive sands were modeled as separate surfaces according to their origin (Fig. 3.7d) with the exception of aeolian deposits which were grouped with their parent sediments. Also, organic deposits are not included in the model.

Table 3.2: Distribution of reliability classes for boreholes integrated in the model.

Reliability (See Table 3.1)	**Nb. of boreholes**	**%**	**Mean % per cross section**
High	30	1.4	1.9
Good	530	25.6	27.8
Fair	1015	49	50
Low	490	23.7	20
Bad	5	0.24	0.29
Total borehole used	2070		
Total boreholes	5148		

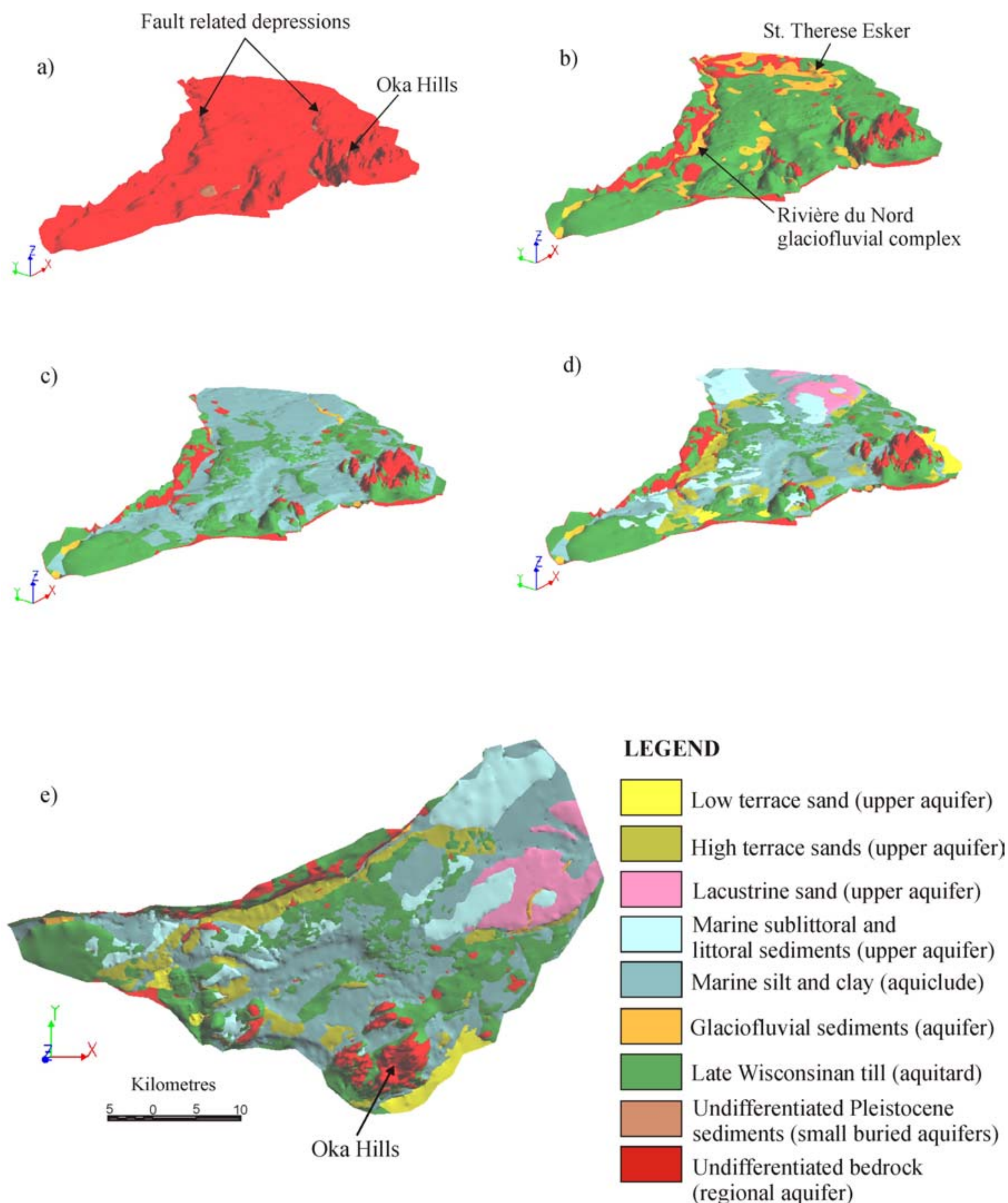


Figure 3.7: The 3D geologic framework model (GFM) (cf. Appendix F). Note that model is incomplete in the Oka Hills. It is depicting complex geomorphology and stratigraphic architecture. It contains narrow channelized features (e.g., **b**) and most units are highly discontinuous. The model covers an area of approximately 1 400 km^2. From **a** to **d**, the GFM in perspective view; **e** the GFM in top view. Vertical exaggeration factor is 15 and the Y axis indicates north.

Corrections were needed to improve geological realism in areas such as steep terraces or along pinchouts. Although the model top view (Fig. 3.7e) closely matches the surficial geology maps of Bolduc and Ross (2001a,b) it is not identical since the level of map detail is too high and some geologic bodies, such as small beaches, are too small and numerous to be included in the 3D model. For this reason, surface borders do not honor exactly geological map contacts. Corrections were also needed on a few cross sections and even on the geologic maps since some internal consistency problems were only recognized during 3D modeling. Field verifications were carried out to confirm most changes made to geological maps.

The bedrock surface shows much more relief than the overlying land surface (Fig. 3.7). Hence, the Quaternary deposit thickness tends to increase where bedrock elevation decreases, as shown in Fig. 3.8, thus forming buried depressions. These SW-trending, deep and narrow buried valleys were successfully modeled, thus offering a consistent geomorphology which is very difficult to obtain using approaches that are not knowledge-based.

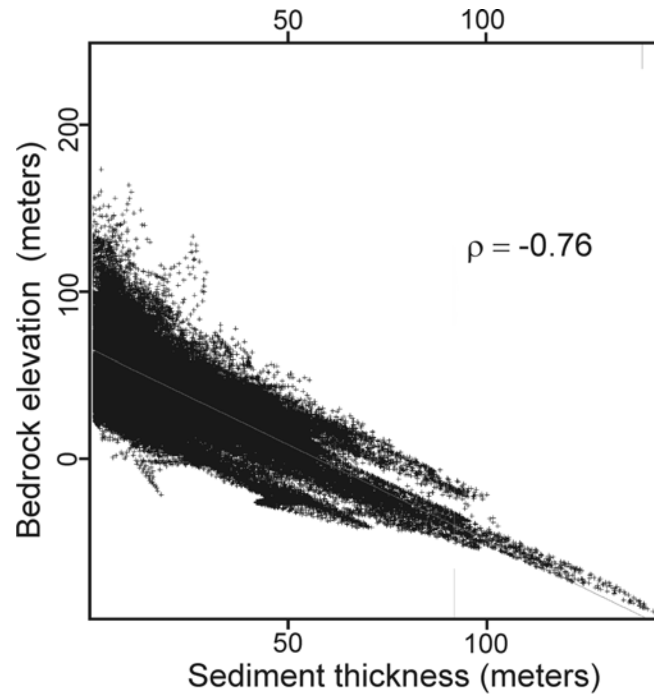


Figure 3.8: Correlation between Quaternary sediment thickness and bedrock elevation ($N = 12.3 \times 10^4$). ρ is the correlation coefficient. Sediment thickness has a clear tendency to increase where bedrock elevation decreases.

3.5. HYDROGEOLOGIC APPLICATIONS

As mentioned above, an important objective of this work is to provide a common framework capable of accommodating several specific needs. In regional hydrogeology, these needs vary from detailed visualization and analysis of geologic objects, stratigraphic cross sections, and a suite of thematic maps ranging from hydrogeologic setting characterization to parameter estimation (e.g., distribution of recharge rates, transmissivity, etc.). During the assessment of aquifer vulnerability to contamination, complex answers to simple questions such as "What is the lithology at the water table?" may be obtained quickly and efficiently with a GFM. Similarly, water budget assessments require volume estimations of groundwater stored in different units and this can be generated through a GFM. The following sections provide some details and examples showing how the GFM was used for different hydrogeologic applications.

3.5.1. Specific key hydrogeologic settings

Basin analysis techniques have been used in glaciated terrains to predict aquifer location as well as to define hydrogeologic settings (Fraser and Bleuer 1987; Fleming AH 1998a,b). The GFM which integrates basin analysis results represents a more advanced and integrated way of achieving this goal. The visualization capabilities and 3D analysis tools lead to an unprecedented understanding of subsurface conditions; this subsection presents the results of this characterization in a few specific key areas where sub-models have been generated. Their location is shown in Fig. 3.1.

3.5.1.1. Recharge areas

Estimating the recharge surface area requires the mapping of the distribution and thickness of the regional confining layer. Since it is discontinuous and only partly exposed at the surface, the GFM is definitely a powerful tool to provide such maps. In this case, the recharge areas of the rock aquifer represent about 35% of the model area. The GFM also provides information on the nature and thickness of the stratigraphic sequence in recharge areas. The most typical recharge setting is shown in Fig. 3.9. This recharge setting is at an elevation between 70 and 90 masl where outcrops are common though not numerous and bedrock is usually covered by a 1 to 18 m thick drumlinized till sheet. Although the till is considered an aquitard, considerable recharge to underlying aquifers can occur by vertical movement through time (Lloyd 1983, Gerber and Howard 1996). The arithmetic mean thickness of the regional till aquitard is 9 m (Table 3.3). Marine clay fills the depressions between drumlins and sandy deposits form, in places, a thin blanket around drumlins and over the clay. These sandy deposits form the discontinuous upper aquifer for which the estimated overall volume is 1.7×10^{9} m^3 (Table 3.3). Only 2% of the model area or 28 km^2 is characterized by a direct connection between the upper sandy units and the regional aquifer system, but it must be realized that it is a minimum value since these units are not fully represented in the GFM. Other recharge settings also exist such as in an area east and northeast of the Oka Hills (Fig. 3.7E) where the Quaternary sediment cover is very thin and large flat outcrops are

frequent. Finally, some recharge zones are characterized by broad interfluves where till thickness can reach up to 20 or even 40 m.

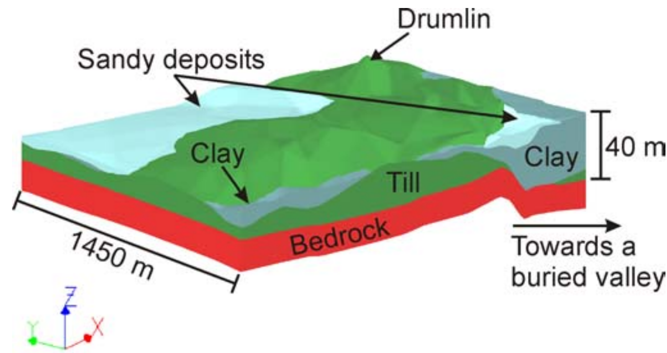


Figure 3.9: Typical recharge area extracted from the GFM. Recharge is through surficial sand and a drumlinized till sheet. Clay is often present in surface lows between drumlins. Vertical exaggeration factor is 15 and Y axis indicates north.

Table 3.3: Thickness and volume estimates of main GFM units. Homogenous porosities n (cm^3 cm^{-3}) are from the literature and used to obtain relative pore volumes.

Unit	**Thickness (m)**				**Volume (m^3)**	
	Median	**Max**	**Mean**	**Std.Dev**	**Gross**	**Pore**
Regressive sands (Upper aquifer)	3	43	4	5	1.7×10^9	5.0×10^8 (n=0.3)
Marine clay (aquiclude)	14	72	16	13	1.2×10^{10}	5.4×10^9 (n=0.45)
Glaciofluvial seds. (aquifer)	3	44	5	6	9.0×10^8	3.1×10^8 (n=0.35)
Till (aquitard)	6	76	9	9	9.2×10^9	9.2×10^8 (n=0.1)
Undiff. sediments	6	45	9	9	1.6×10^8	4.8×10^7 (n=0.3)
Overall	14	146	19	18	2.6×10^{10}	8.3×10^9

3.5.1.2. Buried valleys and granular aquifers

The sediments filling the SW-trending depressions are characterized by a wide range of lithofacies assemblages whose architecture reveals a complex depositional and erosional history. Till is present at depth in several of these valleys but in others, channelized subglacial drainage systems have cut through and removed much of the pre-existing glacial sediments, thus increasing the connectivity between granular aquifers of glaciofluvial origin and the regional rock aquifer. The three main valley settings are shown in Fig. 3.10. Starting from the north end of the model, there is the *Rivière du Nord* valley (Fig. 3.10a), the *Chemin des Sources* valley (Fig. 3.10b) and *Saint-Benoît* valley (Fig. 3.10c). The *Rivière du Nord* buried valley probably contains the largest granular aquifer connected to the regional system of the study area. The estimated volume of the deposit, within the limit of the GFM boundary, is $1.8 \times 10^{8}\,m^{3}$. This aquifer consists of glaciofluvial, proglacial sediments and resedimented sandy marine deposits which may be connected to the St. Jérôme glaciofluvial complex. It is also most likely connected to other similar sediment bodies located in SE-trending valleys which come out of the Laurentian Highlands into the *Rivière du Nord* valley. The geometry of the granular aquifer is highly controlled by topography. These deposits are buried under thick clay, except close to St. Jérôme where they crop out at the surface (Fig. 3.10a). Fluviatile and aeolian sands overly the clay and the total valley fill can be up to 55 m thick.

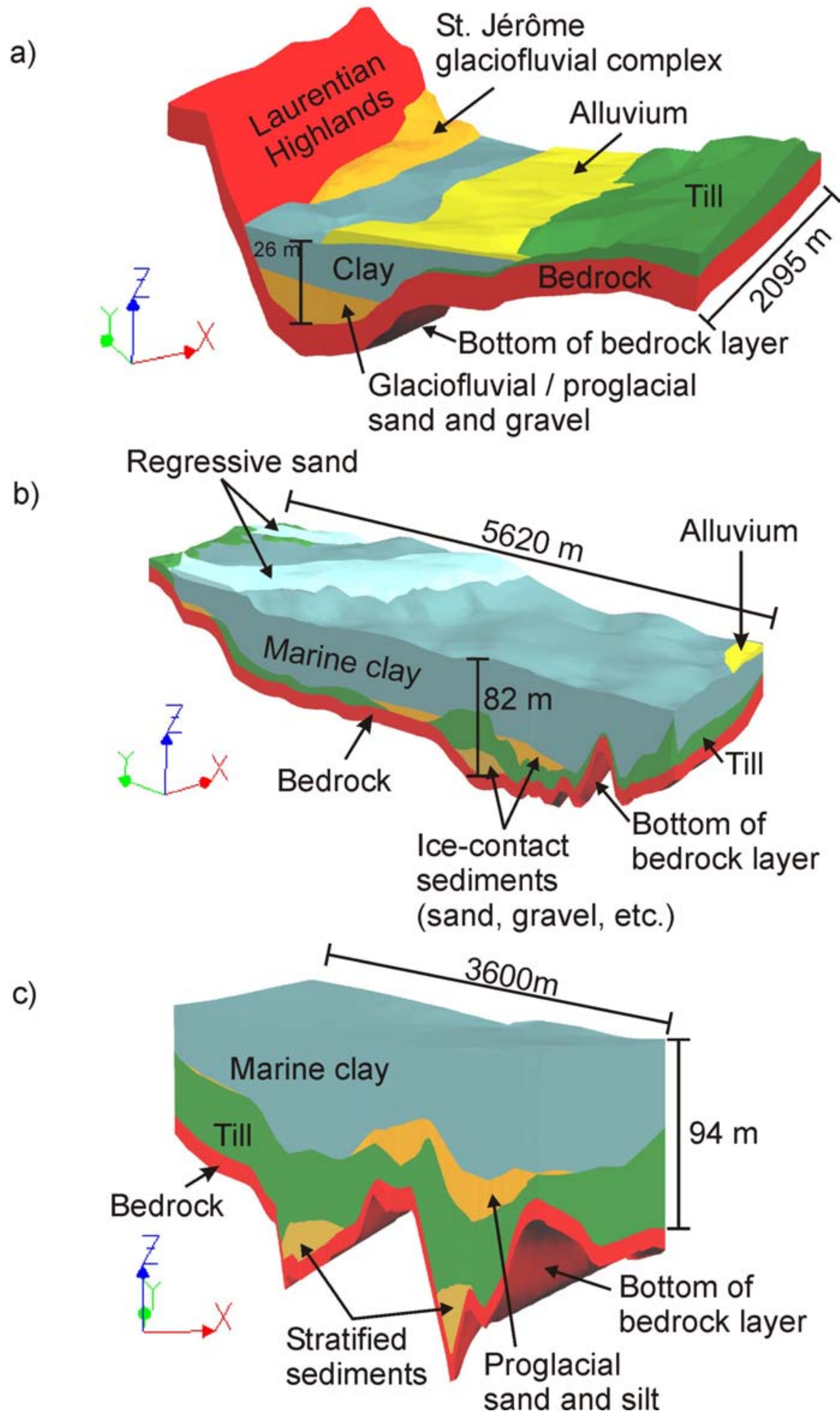


Figure 3.10: Submodels of the three main buried valleys of the study area. **a**) Rivière du Nord valley; **b**) Chemin des Sources valley and; **c**) *Saint-Benoît* valley. Vertical exaggeration factor is 15 and the Y axis indicates north.

The *Chemin des Sources* buried depression is deeper and is characterized by a highly variable bedrock topography (Fig. 3.10b). Remnant sediment bodies composed of proximal glaciolacustrine sediments overlain by two superposed tills partly infill this depression. Therefore, till is present at depth but its thickness is highly variable. It can be several meters thick at a given location and totally absent 500 m away. The till appears to have been extensively eroded by subglacial meltwaters which were consistently focused along channels forming an organized drainage system. Glaciofluvial and outwash sediment bodies overlie these channels but they may be poorly connected. This complex stratigraphic and geomorphic assemblage is capped by thick marine clay reaching up to 70 m (Table 3.3) and is thus concealed from the surface. Hence its hydrogeologic role had been previously underestimated; yet this asssemblage is highly permeable and frequently connected to the regional fractured rock aquifer. A total of 10% of the model area shows such connectivity. Furthermore, the overall estimated volume of granular aquifers between bedrock and marine clay is 9.0×10^8 m^3 (Table 3.3) and this should be considered as a minimum value.

The largest and deepest buried valley is located southwest of the small town of St. Benoit. It may be as deep as 100 m below mean sea level. The complete stratigraphy is not fully established, but it is mainly filled with thick till and clay and contains an unexpected buried bedrock ridge (Fig. 3.10c). Old stratified deposits appear to fill the deepest parts and proglacial sand and silt overlying the regional till appears to be present locally. This buried valley is known to contain salt water inherited from the post-glacial Champlain Sea (Cloutier *et al.* 2001).

3.5.1.3. St. Thérèse glaciofluvial aquifer

The St Thérèse glaciofluvial aquifer is mainly a long and sinuous esker made of gravel and sand which outcrops at the surface along most of its length but is, in places, covered by Champlain Sea clay as well as other sandy deposits (Fig. 3.11). Because it is partly buried, its NE extension was only recognized during the 3D modeling and confirmed in the field subsequently. Marine clay overlaps its margins in an interfingering fashion

which have not yet been represented in the model. However, since it is a true 3D model, interfingering of units could be integrated in future updates. Other facies assemblages such as sandy proglacial sediments are also associated with the esker in some places. Till seems to have been eroded below the esker such that it is a window offering good connectivity between land-surface and the deep regional aquifer in an area which is otherwise characterized by a widespread clay cover. Therefore, this glaciofluvial deposit plays an important hydrogeologic role, at least sub-regionally. It has also been extensively mined for gravel and sand and, today, the deep aquifer is close to surface.

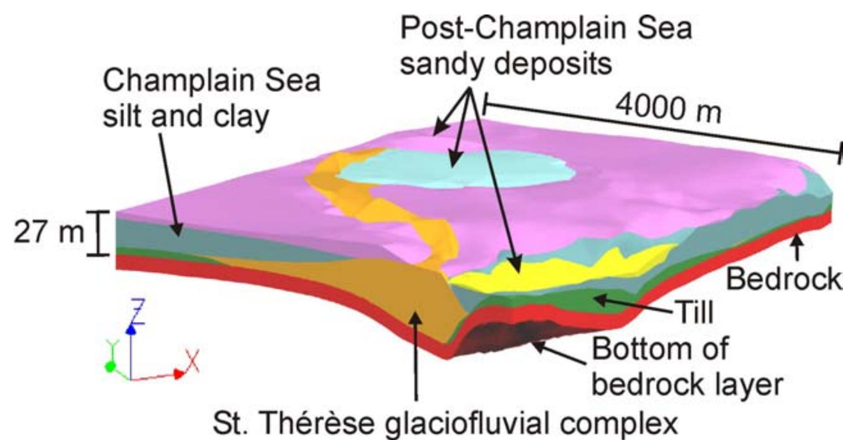


Figure 3.11: The St. Thérèse esker and related deposits. This granular aquifer allows good connectivity between ground surface and the regional fractured rock aquifer. Vertical exaggeration factor is 15 and the Y axis indicates north.

3.5.1.4. The permeable lag and channel zone

In the eastern part of the study area, the marine clay cover is extensive and only very thin deposits are usually found below in such a way that clay quite commonly overlies bedrock directly (Fig. 3.12). The thin layer between bedrock and clay may consist of reworked till or glaciofluvial sands but is frequently a lag left by subglacial meltwater erosional processes. Till was probably rather thin in this zone and, therefore, quickly removed by subglacial meltwater leaving only pebbles and boulders. This thin layer covers a large area and is only partly represented in the GFM but the 3D basin analysis suggests that it could be the remnant of a dendritic network of subglacial channels

connected to the larger and thicker St. Thérèse glaciofluvial deposit (Fig. 3.7b). These permeable sediments are connected to the regional aquifer.

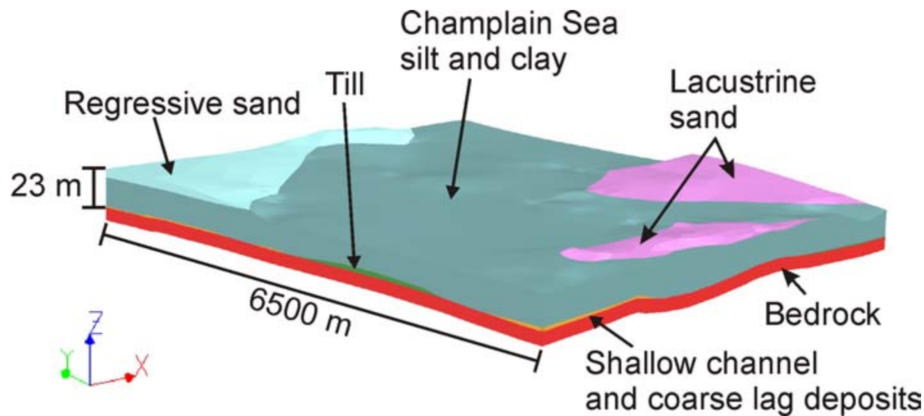


Figure 3.12: Lag and channel zone geologic setting. Confining marine silt and clay unit is thick and continuous. Thin discontinuous but highly permeable sediments are often connected to the regional aquifer. Till is thin or absent. Vertical exaggeration factor is 15 and Y axis indicates north.

3.5.2. Aquifer vulnerability mapping

As shown above, the GFM provides consistent data for unit distribution and thickness but it can also integrate soil properties and hydrogeologic parameters. Therefore, it can contribute significantly to determine the different parameters required by many currently-used vulnerability methods. It can also be used to readily estimate measurable parameters such as groundwater downward advective time (DAT). The notion of downward advective time (DAT) is implicitly used in many vulnerability assessment methods and it is sometimes used as the main indicator of vulnerability to contaminant transport by natural groundwater recharge (GSW 1991) or by large accidental liquid spills (Maxe and Johansson, 1998). A procedure was developed in this project (Ross *et al.* 2003; in press) to assess the vulnerability of aquifers to downward transport of conservative dissolved contaminants at a regional scale. The vulnerability of the rock aquifer to contamination is interpreted from an estimate of DAT from the surface through the GFM to the rock aquifer. To achieve this, hydrogeologic parameters such as mean infiltration rates and

volumetric water contents or effective porosities estimated for the different units are added to a stratigraphic grid created from the GFM (e.g., Fig. 3.6). Calculations are applied to the grid to approximate the one-dimensional advective, nonreactive, solute time-of-travel through the layered system (cf., Appendix D). Results are grouped into DAT classes which provide a relative vulnerability index. Full presentation of the method as well as results from the study area are provided by Ross *et al.* (2003; in press).

3.5.3. Groundwater flow modeling

The model presented in Fig. 3.7 shows a degree of complexity that is required to model contaminant transport but that is beyond what is usually considered for regional groundwater flow modeling. The project's strategy was to model the flow in the underlying fractured rock aquifer and to use calibration parameters such as the areal distribution of recharge rates to account for the overlying Quaternary sediments (Nastev *et al.* in press, a). For these reasons, only the coordinates of the bedrock surface were exported as a regular grid (ASCII file format) to create the layers in the regional numerical hydrogeologic model. Nevertheless, knowledge regarding the Quaternary stratigraphic architecture, especially the spatial distribution of the coarse glaciofluvial sediments (cf., Fig. 3.7b), provided significant insights for calibrating the model. The glaciofluvial sediments, when hydraulically connected to the fractured rocks, contribute significantly to the overall transmissivity of the regional aquifers (Nastev *et al.* in press, a). Therefore, the hydraulic conductivity (K) of these sediments was used as a calibration parameter. The K values of the first uniformly thick layer of the numerical model were increased where these permeable sediments were expected to be present according to the preliminary GFM (Nastev *et al.* in press, a). Finally, it is important to note that a GFM can definitely be a useful tool to assess the areal distribution of recharge rates by providing detailed information such as the subsurface distribution of low permeability layers overlying the aquifer. To create such a map, the needed parameters are added to and calculations are applied on stratigraphic grids (cf., Fig. 3.6) using script commands.

3.6. DISCUSSION

3.6.1. Data quality control, correlation and interpolation

On a regional scale, the main limitations for building a GFM are data quality, quantity, and spatial distribution. Quality control procedures are essential in order to recognize potential errors. For example, georeferencing quality control of Ontario's (Canada) water well database revealed that 27 percent of the records were suspected of having georeferencing errors (Kenny *et al.* 1997). Russell *et al.* (1998) highlighted the limitations of integrating water well descriptions into geological or hydrogeological investigations and they recommended that the use of water well records should be only supplemental. Unfortunately, integrating less reliable data is a necessity, especially in regional-scale investigations where the high cost of acquiring new subsurface data is a major issue. In this study, water well records were found useful, but needed to be standardized and carefully validated first.

A common practice in subsurface stratigraphic modeling consists of applying an interpolation algorithm solely on groups of scattered data points (e.g., usually well markers) to generate continuous surfaces. Semi-automatic operations are then applied to correct for crossovers. More sophisticated and iterative approaches are sometimes used in which 2D cross sections are automatically generated to verify model internal consistency (e.g., Herzog *et al.* 2003), but cross sections are rarely built in the initial modeling stages and used as a direct constraint in the model. In this study, cross section building was found to be an efficient way to select the best quality wells and to make the most consistent correlations, as well as being a first step in mapping subsurface stratigraphic pinchouts and to constrain interpolation. Geologic maps were also used as a constraint. Therefore, the approach used in this study to construct the GFM is in fact multidimensional. It follows an iterative process in which 1D and 2D data are analyzed and first integrated in a series of 2D interpretations (cross sections) which are then reevaluated in the third dimension as new adjacent cross sections are constructed as well as during surface construction. At all stages, interactive 3D visualization is an important

component of data analysis assessment, interpretation, and interpolation. This in turn leads progressively to a better 3D understanding and when this process has gone through several cycles, the results provide an internally consistent interpretation.

Martin and Frind (1998) also used cross sections to help validate a database and to group lithologies into meaningful categories. However, their cross sections were not constructed in a digital 3D environment. Furthermore, they were local and made of tie-lines linking control points from borehole contacts and were not used to constrain the interpolation. Meriano and Eyles (2003) followed a similar approach for data quality control but they too did not use cross sections to constrain interpolation.

In all cases, the amount and quality of subsurface data is of paramount importance in any geologic modeling project independent of the scale or approach used. One must consider that it is not realistic to build a geologic model in an area where high quality data are absent or too sparse and clustered without carrying out extensive field surveys to gather new data. A minimum quantity of subsurface data is required. As a rule of thumb, Weber and van Geuns (1990) suggested that, depending on data distribution and the complexity of the geology, approximately 1-4 wells/km^2 are necessary to adequately construct clastic reservoir simulation models, except for highly complex cases where many more wells/km^2 may be required. In this study, a total of about 3.4 wells/km^2 were available to construct the model (cf., Table 3.2). From that number, approximately 1.5 wells/km^2 were fully used. This number was considered sufficient because of the overall quality and good distribution of the input data and because this model integrates a large amount of surface data (geological maps, sections, point observations, etc.) which provided valuable information for constructing the model. For example, a map polygon representing till and including bedrock outcrops between drumlins clearly indicates that Quaternary deposits are thin in that area and till is thickest at the drumlins location. In that case, one does not need many boreholes or wells to reach that conclusion and adequately represent the till layer in this zone. This emphasizes the advantage of using a multidimensional approach where detailed 2D Quaternary geology maps are created and fully used in the construction of 3D models.

3.6.2. Model uncertainty

There are uncertainties in any geologic model. This is due to the fact that geologists deal with information that is incomplete, inferred, or interpretive in nature. Errors may also be introduced in a data set complicating the task of identifying what is real and what is not. Therefore, the 3D model presented in Fig. 3.7 is probably the most consistent scenario according to available data and actual knowledge of the system, but it is assumed that the stratigraphic architecture is incomplete and contains uncertainties. In general, uncertainty increases with geological complexity, total sediment thickness, distance from reliable boreholes and, to a degree, cross sections.

3.6.3. Linkages with process-based models

Computational grids for numerical models must be optimized to produce accurate and stable numerical solutions such that some geometric generalizations may be done in practice (Anderson and Woessner 1992). As a result, multi-layered hydrostratigraphic models are usually designed to fit the specific requirements of both the numerical modeling strategy and a particular software package (e.g., MODFLOW, FEFLOW, FRAC3DVS, etc.). The main advantage is that the hydrostratigraphic model is readily available for numerical modeling.

However, this approach has a number of disadvantages, especially in regional projects with multiple objectives and planned end-products. The model may not contain sufficient stratigraphic details to meet the requirements of a subsequent numerical modeling phase or for another application within the same project; considerable effort may then be required to add the right degree of complexity to the stratigraphic reconstruction. In this study, an approach in which the stratigraphic model is designed to better allow for multiple usages was chosen in order to accommodate many applications. With such an approach, a model tends to have, as much as the data allow, the stratigraphic details required by the most demanding application of the project. The needed simplifications/approximations are more likely to be consistent when they are carried out

after such a 3D geomodeling effort. However, there is a price to pay to obtain this flexibility, i.e. a model allowing multiple usages: The GFM needs to be modified and transferred to the end-process technology. It must therefore be easily exportable and it must be adaptable to fit the specific requirements of the end-process technology. This problem has been addressed by other researchers and different solutions for transferring data or for generating grids, for instance MODFLOW-compatible grids, from geologic models have been proposed (Jones *et al.* 2002; Herzog *et al.* 2003).

The software gOcad offers some interesting tools which provide the means to pre-process a GFM and to export data in different ways in order to be used either by finite difference or finite element codes. However, the resulting grids are not necessarily fully compatible with the code used for flow modeling. Therefore, it may still be preferable to export the needed information and generate the grid in the same system that carries out the simulation. Part or all of the needed stratigraphic information contained in the GFM can be exported as ASCII or DXF files in the end-process technology. Most numerical modeling packages can handle such files. The discontinuous layers can be transformed into continuous units with a minimum thickness in their extended parts. This can act as backbones from which further discretization and grid refinement can be applied using appropriate grid generation tools and on which initial and boundary conditions are assigned for groundwater flow simulation. Nevertheless, data transfers could be much improved by developing appropriate interfaces between geomodeling packages and groundwater flow modeling systems. For instance, grid generation and data exchange tools in gOcad are compatible with some end-process technologies used in the oil industry (VIP and Eclipse). The same thing could be done to improve linkages with currently-used groundwater flow modeling packages.

3.6.4. Time constraints

The time frame of a project is an important factor in the consideration of the modeling approach. The procedure outlined in this paper takes into account the potential limitations induced by this time frame and follows a step-by-step approach (cf., Fig. 3.6) during

which the complexity and the consistency of the model increase towards the desired level. This is particularly useful since a complete GFM is expected to be available quite late in the investigation process, while preliminary products are needed before the end of the study. In this study, about 8 months were required for one person to develop the procedure, transfer the data, construct the cross sections and the ensuing GFM, which also includes software training. For a 3-year project, which is a reasonable duration for a regional study, this would represents 22 percent of the project's time frame. Everything else being equal (scale, human resources, training, etc.), this is not much more than what is required to complete a 2D Quaternary geological map or to construct a 2.5D multi-layered subsurface model using standard GIS tools. In fact, independently of the approach used, more time is usually spent gathering data, developing the database, and verifying its quality. The benefits of using a 3D approach outweigh the limitations, but the additional time required by this approach could be less constraining by starting the geologic survey before the onset of the hydrogeologic survey. The most complete and consistent GFM would thus be more readily available for process-based simulations and other uses.

3.6.5. Future developments

Some improvement to the workflow can be developed in order to accelerate model construction and to reduce the probability of unnoticed errors. In the present work, it was considered feasible to flag automatically anomalous boreholes and to verify them manually. However, the use of an expert system would probably accelerate the process especially with large databases. In future projects, data quality control and cross section building will most likely be all carried out using a single geomodeling tool which will reduce software interplay. Further integration of data and knowledge could be obtained by including the main architectural features of bedrock geology. There is also a need to implement other grid generation tools currently used in hydrogeology into geomodeling systems and to provide other appropriate interfaces to improve inter-operability between softwares and to enable more efficient interactions between different specialists using the model. The most interesting one being an interface between the GFM and the

hydrogeologic numerical model. More effective linkages are also needed with database systems.

3.7. CONCLUSION

A computer-based 3D Geologic Framework Model (GFM) was built during a regional hydrogeologic survey in southwestern Quebec, Canada. The purpose of constructing such a model is to obtain a consistent representation of the stratigraphic architecture, as it is understood from the available data, and to use it for qualitative and quantitative geologic/hydrogeologic analyses. It is the view of the authors that a three-dimensional modeling approach is the most adequate way to capture the subsurface complexity of most geologic settings which can lead, in the context of an integrated approach, to improved hydrogeologic appraisals. This paper has shown some of the significant advantages of using such a 3D geomodeling approach for hydrogeologic applications. With increasing availability/accessibility to technology, 3D geomodeling is expected to become a standard in the near future. However, reconstructing the stratigraphic architecture in 3D is not a trivial task and close interactions with some hydrogeologic applications such as groundwater flow modeling remains a significant challenge. The results of the geomodeling effort presented in this paper have thus highlighted a series of advantages and limitations regarding the proposed approach which can be summarized as follows:

3.7.1. Limitations

1) Many manual corrections are still required to get fully satisfying results in complex settings;
2) Model reliability is limited by data quantity and quality and, since it is a knowledge-based model, by the experience of experts and the efficiency of their interaction;

3) More reliable regional geologic models could be produced if training, regulations, and a standardized procedure were developed to improve the quality of water well databases;

4) Improvement in the inter-operability with database systems and end-process technologies need to be achieved in order to further increase the usefulness of these models and to streamline the process of data exchange;

5) Such a procedure is perhaps not yet within the reach of every organization but this is likely to improve in the near future.

3.7.2. Advantages

1) The geologic model is made of interlocked discrete surfaces which represent current knowledge of the stratigraphic architecture of the modeled domain in a common and consistent framework which does not require large computer power;

2) It truly helps to understand geologic and hydrogeologic settings. The GFM can provide complex and consistent end-products as well as a simplified framework depending on the needs of the application (hydrogeologic settings characterization, aquifer vulnerability mapping, groundwater flow simulation, etc.);

3) It is a step toward more integrated approaches where data and knowledge are grouped in a common system/model to reduce redundancy. It allows for multiple usages and improves the consistency/uniformity between end-products. It also contributes to streamline updating procedures;

4) The method is efficient enough for one person to gather the data, verify the quality and construct the model in a time frame which should be less than 20-25% of the total amount of time (typically 3 years) devoted to a regional hydrogeology project.

3.8. ACKNOWLEDGMENTS

This paper is part of a Ph.D. dissertation at INRS Eau, Terre et Environnement. The work was supported by Natural Resources Canada, Economic Development Canada, Conseil Régional de Développement-Laurentides, Ministère de l'Environnement du Québec, and the Regional County Municipalities of Argenteuil, Deux-Montagnes, Mirabel and Thérèse-de-Blainville. Financial support to the first author was provided through scholarships from the Fonds Québécois de la Recherche sur la Nature et les Technologies and computing resources were provided by the Laboratory of numerical cartography and photogrammetry of the Geological Survey of Canada (Quebec office). The authors would like to thank Dr. Martine M. Savard, Dr. Daniel Lebel, Dr. Richard Martel, Dr. Miroslav Nastev and Éric Boisvert for helpful discussions and Kathleen Lauzière for valuable advice in database management. Geneviève Delage, Josée Thibodeau and Luc Massé provided technical help. Dr. Alfonso Rivera and two reviewers, Dr. Koen Verbruggen and an anonymous reviewer, critically read the manuscript and contributed much to its improvement. This paper is Geological Survey of Canada contribution #2003079.

L'INRS ne détient pas les droits pour diffuser cette version de l'article. Vous pouvez le consulter à l'adresse suivante :

Ross, M., Martel, R., Lefebvre, R., Parent, M. et Savard, M.M. (2004). Assessing rock aquifer vulnerability using downward advective times from a 3D model of surficial geology : a case study from the St-Lawrence lowlands, Canada. *Geofísica Internacional* 43(4): 591-602.

http://www.igeofcu.unam.mx/divulgacion/geofinter/2004/04/Ross.pdf

TROISIÈME PARTIE: CONCLUSIONS

CHAPITRE 5

CONCLUSIONS

5.1. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Cette recherche a été entreprise afin 1) de définir la nature, l'origine et l'architecture stratigraphique des unités quaternaires sur un territoire de 1400 km^2 au nord-ouest de Montréal et d'ainsi permettre 2) une représentation tridimensionnelle des formations quaternaires et 3) d'utiliser ce modèle à des fins de caractérisation hydrogéologique régionale, plus spécifiquement pour l'analyse hydrostratigraphique et pour la cartographie de la vulnérabilité à la contamination des aquifères rocheux fracturés. Pour répondre à ces objectifs, diverses méthodes d'analyse géologique ont été employées, notamment les forages stratigraphiques, la sédimentologie, la géophysique, la géochimie et la modélisation géologique assistée par ordinateur. Les résultats, en particulier le modèle 3D, ouvrent la voie à d'autres applications non seulement en hydrogéologie régionale, mais dans d'autres champs d'applications (e.g., ressources granulaires, risques naturels).

En somme, cette recherche présente des faits nouveaux sur le Quaternaire de la région de Montréal et propose une procédure d'analyse des formations quaternaires d'une région allant de la prise de données et de leur interprétation (i.e. stratigraphie, paléogéographie) à la production d'un modèle 3D régional et au développement d'applications. Cette approche intégrée offre une perspective peu commune pour l'étude du Quaternaire et de l'hydrogéologie régionale.

5.1.1. La modélisation géologique régionale

Afin de mieux comprendre les différentes relations géométriques et stratigraphiques entre les unités quaternaires et le roc sous-jacent, une série de coupes géologiques et un modèle tridimensionnel de l'architecture stratigraphique ont été construits à l'aide du logiciel

gOcad. Le modèle est le résultat de l'analyse du bassin sédimentaire quaternaire et fournit de l'information sur la distribution et l'épaisseur des unités, notamment pour la caractérisation hydrogéologique régionale. La stratégie proposée dans cette thèse est de regrouper l'information pertinente afin de générer un modèle géologique tridimensionnel qui intègre les connaissances de la surface et de la sous-surface. La procédure de construction du modèle inclut un contrôle de la qualité des données archivées (> 5000 forages), l'intégration de nouvelles données, la construction de 40 coupes géologiques régionales et de 9 surfaces interconnectées à partir desquelles diverses représentations 3D des unités peuvent être générées (e.g., *boundary representation*, grilles 3D).

Un des buts visés par cette approche est d'obtenir un modèle qui soit indépendant des applications hydrogélogiques, mais qui permette de fournir rapidement l'information nécessaire à celles-ci. L'avantage d'une telle stratégie est que l'architecture stratigraphique du modèle est moins limitée par les contraintes ou exigences associées à une application spécifique (e.g., modélisation numérique) que par les données et le niveau de connaissance au moment où le modèle est construit. Ainsi, le processus de modélisation géologique n'est pas tributaire d'éventuels changements d'applications en cours de projet. De plus, un tel modèle permet de propager la meilleure image possible du cadre géologique à toute l'équipe et de fournir de l'information en format numérique pour toutes les applications d'un projet. Enfin, il assure un certain archivage de la connaissance stratigraphique. En effet, l'image mentale générée au cours du projet devient disponible en format numérique pour une mise à jour et une utilisation future pouvant répondre à d'autres besoins que l'hydrogéologie (e.g., aménagement régional, ressources granulaires, risques naturels).

5.1.2. La stratigraphie des formations quaternaires

Intégrée à l'effort de modélisation 3D, l'étude des vallées enfouies a révélé une topographie du roc constituée de dépressions surcreusées séparées par des crêtes parfois étroites. À certains endroits dans ces vallées comblées d'argile marine, l'activité fluvioglaciaire a érodé toute la séquence quaternaire pré-existante. Il y a notamment de

nombreuses évidences de chenaux sous-glaciaires, en particulier dans la vallée enfouie du chemin des Sources. Par endroits, la portion centrale de cette vallée ne contient qu'un mince dépôt résiduel grossier entre le roc et l'argile marine. Toutefois, une épaisse séquence a été préservée à d'autres endroits dans cette vallée et dans les dépressions autour des collines d'Oka. Celle-ci comprend localement une unité sableuse vraisemblablement d'âge Sangamonien supérieur, mais elle comprend surtout des unités attribuées au Wisconsinien supérieur. Celles-ci sont constituées, à la base, de sédiments glaciolacustres proximaux auxquels sont superposés deux tills à fort contraste lithologique (le Till d'Argenteuil et le Till d'Oka). Outre les sédiments fluvioglaciaires, des sédiments glaciolacustres ont aussi été identifiés localement entre le Till d'Oka et les sédiments de la Mer de Champlain confirmant l'étendue du Lac Candona sur la partie sud du territoire étudié. Le Till d'Argenteuil témoigne d'une avancée glaciaire vers le sud-est et le sud, alors que le Till d'Oka témoigne d'une phase majeure d'écoulement vers le sud-ouest. Le Till d'Oka représente le till régional observé en surface, alors que le Till d'Argenteuil n'a été identifié qu'en sous-surface. Une phase tardive d'écoulement glaciaire vers le sud et le sud-est n'a eu que peu d'impacts sur la région à l'étude, n'affectant que sa portion ouest. Enfin, la sédimentation sablo-graveleuse proglaciaire a été importante dans ce secteur, notamment dans les vallées. Des corps sédimentaires d'étendue variable associés à des épandages sous-aquatiques sont présents dans toutes les vallées enfouies d'orientation NE-SO. Sur la base des données de réflexion sismique et de forages, il y aurait des séquences de turbidites dans la vallée du chemin des Sources, de même que de petits cônes d'épandage. Dans la vallée de *Saint-Benoît*, les épandages seraient constitués essentiellement de sables fins, avec des interlits de silts. Finalement, les sédiments sableux sous les argiles de la vallée de la rivière du Nord sont de diverses origines. Des sédiments fluvioglaciaires sont présents, mais ils sont interconnectés avec des corps sédimentaires issus d'autres processus associés à la Mer de Champlain, en particulier le remaniement dû à des glissements sous-marins et aux vagues de tempêtes sur les hauts fonds en bordure des Laurentides.

Cette thèse permet donc de définir la nature, l'origine et l'architecture stratigraphique des formations quaternaires des basses Laurentides, en particulier celles situées dans les

vallées enfouies et sous les argiles marines. Pour la première fois, deux couches de tills sont reconnues dans cette région et corrélées à des phases d'écoulement glaciaire distinctes. Auparavant, toutes les directions d'écoulement glaciaire étaient associées à un seul till (e.g., Lévesque 1982) ou encore, comme sur l'Île de Montréal (Prest et Hode-Keyser 1962, 1977), il n'y avait que peu ou pas de liens établis entre la stratigraphie des tills et la dynamique glaciaire régionale. Cette thèse présente également des données permettant de mieux définir l'étendue du Lac Candona dans ce secteur. Il est maintenant établi que des corps sédimentaires granulaires de diverses origines sont présents sous les argiles marines dans toutes les vallées enfouies de la région à l'étude. Ces nouvelles connaissances ont permis de mettre à jour les modèles paléogéographiques de la vallée supérieure du Saint-Laurent, en particulier ceux concernant la dynamique glaciaire (e.g., Prichonnet 1977; Clark et Karrow 1983; Dyke et Prest 1987; Gadd 1987; Delage 1997). Le modèle proposé dans cette thèse fournit un éclairage nouveau sur les mécanismes pouvant être en cause dans les changements de direction d'écoulement glaciaire de cette région. De nouvelles lignes d'écoulements sont proposées permettant de définir pour la première fois l'étendue probable d'un courant glaciaire dans la vallée supérieure du Saint-Laurent. La dynamique du lobe Ontario a donc eu un impact déterminant dans cette région. Lorsque ce dernier était en mode d'écoulement rapide vers le sud-ouest dans le bassin du Lac Ontario, la glace était canalisée dans la vallée supérieure du Saint-Laurent et la zone d'influence du lobe remontait jusque dans la région de Montréal. Lorsque la configuration du lobe changeait, e.g. lorsque le lobe se retirait du bassin du Lac Ontario, l'écoulement sud-ouest cessait dans la vallée supérieure du Saint-Laurent et la glace recommençait à s'écouler vers le sud et le sud-est. Ce mécanisme est proposé pour expliquer la stratigraphie des tills et leurs caractéristiques, le modelé glaciaire régional ainsi que la chronologie relative des marques d'érosion glaciaire.

5.1.3. Contextes hydrogéologiques

Les sédiments quaternaires de la région contrôlent la recharge du système aquifère rocheux fracturé de même que ses conditions de confinement. Quatre contextes hydrogéologiques associés aux formations quaternaires et qui jouent un rôle dans le

système sub-régional à régional ont été identifiés: 1) les vallées enfouies; 2) la plaine de till; 3) l'esker de Sainte-Thérèse et; 4) la zone à chenaux secondaires et dépôts résiduels.

Les contextes 2 et 3 représentent une grande proportion des zones de recharge, alors que les contextes 1 et 4 représentent les secteurs confinés où les aquifères granulaires enfouis sont partiellement connectés à l'aquifère régional. L'aquifère rocheux est recouvert d'argile sur 60% du modèle 3D. Environ 35% de l'aquifère régional est semi-confiné par le till et le reste, soit environ 5%, est en condition de nappe libre, i.e. que le roc affleure ou n'est séparé de la surface que par des aquifères granulaires. La connectivité entre les aquifères granulaires et l'aquifère rocheux fracturé est limité à 12% de la superficie du modèle. De ce pourcentage, seulement 2% est constitué d'aquifères situés stratigraphiquement au-dessus de l'argile marine. Le reste, soit 10%, est constitué d'aquifères granulaires partiellement ou entièrement enfouis sous l'argile marine et qui sont connectés avec l'aquifère rocheux. Les aquifères granulaires situés stratigraphiquement sous le till ont une étendue vraisemblablement très limitée et ne représentent que 1% du modèle géologique. Toutefois, il est important de noter qu'il s'agit là d'une proportion minimale de connectivité. En effet, les aquifères de surface ne sont pas tous représentés dans le modèle et les aquifères enfouis n'ont pas été extrapolés de façon significative au-delà des données fiables.

5.1.4. Évaluation de la vulnérabilité

Une approche a été développée afin d'utiliser les résultats de cette analyse pour évaluer la vulnérabilité de l'aquifère rocheux à la contamination. La procédure intègre des propriétés (e.g., infiltration, porosité) à une grille 3D créée à partir du modèle géologique, ce qui permet d'estimer le temps de parcours advectif vertical d'un contaminant entre la surface et l'aquifère rocheux. Les résultats ont ensuite été interprétés comme une mesure de la vulnérabilité intrinsèque à la contamination de surface. Différentes cartes de vulnérabilité ont été produites en faisant varier les paramètres hydrogéologiques. La carte basée sur les paramètres moyens est très cohérente avec les contextes hydrogéologiques et les données hydrogéochimiques disponibles. Les résultats indiquent que l'aquifère rocheux fracturé

est vulnérable (vulnérabilité moyennement élevée à très élevée) sur 40% de l'aire évaluée. Il s'agit vraisemblablement de la première évaluation régionale de la vulnérabilité effectuée à l'aide d'un véritable modèle géologique 3D. En plus d'intégrer les cartes des formations superficielles, ce type de modèle fournit une information de première importance et qui est absente sur ces cartes, soit une estimation de la distribution et de l'épaisseur des unités partiellement ou totalement enfouies entre la surface et l'aquifère visé par l'évaluation.

5.2. TRAVAUX FUTURS ET PERSPECTIVES

5.2.1. Le Quaternaire de la vallée supérieure du Saint-Laurent

Le modèle paléogéographique proposé dans cette thèse a des implications débordant largement la zone d'étude. Par conséquent, des études détaillées sur un plus vaste territoire, en particulier le secteur entre Ottawa, Cornwall et Kingston permettrait de contraindre davantage le modèle du courant glaciaire. En fait, il s'agit de cerner l'évolution des courants glaciaires entre le bassin du Lac Ontario et la région de Montréal. Une analyse plus approfondie des formes de terrain, de leur composition et de leur structure permettrait de raffiner le tracé des lignes d'écoulement glaciaire proposées au Chapitre 2. Il serait aussi important d'examiner éventuellement l'étendue du Till d'Argenteuil et du Till d'Oka dans l'ensemble de la vallée supérieure du Saint-Laurent. Un forage le long de la voie maritime permettrait de ré-étudier la séquence classique de MacClintock et Stewart (1965) dans un contexte de courant glaciaire et de changements rapides dans la dynamique glaciaire. Des analyses géochimiques et de composition lithologique devraient fournir des éléments nouveaux sur les tills de ce secteur, alors que la datation par luminescence des sédiments glaciolacustres identifiés entre ces tills pourrait permettre de mieux contraindre dans le temps le cadre stratigraphique. Les séquences identifiées sur l'Île de Montréal (Prest et Hode-Keyser 1977) mériteraient aussi d'être ré-examinées, en particulier les tills. Une analyse de leur provenance devrait permettre de meilleures corrélations. En outre, la séquence de Pointe-Fortune (Veillette et

Nixon 1984; Anderson *et al.* 1990) est l'une des plus importantes séquences dans l'Est du Canada et, pourtant, sa description en sous-surface demeure incomplète. En particulier, la composition et le faciès du Till de Rigaud (Étage Illinoien) n'ont pas fait l'objet d'une étude détaillée, sa provenance n'est donc pas connue et aucune donnée précise n'existe permettant de vérifier la présence d'autres unités plus anciennes sous ce till. Des levés géophysiques et, éventuellement, un forage stratigraphique à la localité type, apporterait fort probablement des éléments nouveaux et significatifs sur la stratigraphie quaternaire de l'Est du Canada.

L'architecture stratigraphique en sous-surface demeure donc schématique à maints endroits dans la vallée du Saint-Laurent. Améliorer cette connaissance permettrait de mieux comprendre le milieu physique et son évolution au Quaternaire et fournirait de l'information très utile pour de nombreuses applications.

Une autre problématique importante dans la vallée supérieure du Saint-Laurent et qui n'a pas été résolue concerne la décharge des lacs proglaciaires dans la Mer de Champlain, le Lac à Lampsilis et le proto-Saint-Laurent. L'influx d'eau douce pourrait avoir eu un impact significatif sur la circulation océanique dans l'Atlantique Nord et, par conséquent, sur le climat de l'hémisphère Nord. Or, le chemin emprunté par les eaux de fonte, de même que l'âge et l'ampleur de ces épisodes de décharge ne sont pas encore bien définis.

5.2.2. Champs d'applications

Dans cette thèse, l'analyse du bassin quaternaire a surtout servi à définir les principaux contextes hydrogéologiques associés aux formations quaternaires et à évaluer le degré de protection de l'aquifère rocheux vis-à-vis de la contamination de surface. L'analyse de l'architecture stratigraphique a aussi fourni certaines indications utiles à la modélisation numérique, mais le modèle 3D pourrait être utilisé encore plus efficacement à l'avenir. En effet, le modèle 3D pourrait être utilisé pour cartographier la distribution spatiale de la recharge en fournissant, entre autres, de l'information sur la distribution des couches de faible perméabilité, qui ne sont que partiellement exposées en surface. Une telle carte

pourrait alors être utilisée afin de contraindre la calibration du modèle numérique. En outre, le transfert des données entre le modèle géologique et le modèle numérique pourrait être amélioré en développant les interfaces appropriés. Il y a également un besoin pour améliorer la compatibilité entre les grilles générées dans les systèmes de géomodélisation comme gOcad et les besoins, exigences ou contraintes des systèmes de modélisation numérique couramment utilisés en hydrogéologie (e.g., MODFLOW, FEFLOW, FRAC3DVS). Actuellement, les efforts de développement dans gOcad sont surtout concentrés sur les besoins de l'industrie pétrolière.

En ce qui concerne l'évaluation de la vulnérabilité, il serait intéressant de développer un module dans gOcad réunissant dans une fenêtre ou deux toutes les fonctions nécessaires à la méthode proposée dans cette thèse. Les scripts servant à attribuer des valeurs aux différents paramètres de la grille pourraient alors être développés davantage afin d'accélérer et d'automatiser l'opération, ce qui permettrait de générer rapidement un grand nombre de scénarios. Enfin, il serait utile de tester la méthode dans d'autres contextes afin de mieux évaluer ses limites et de déterminer les conditions optimales d'utilisation.

Finalement, il est important de mentionner que les résultats de cette recherche fournissent des informations qui peuvent être utilisées à d'autres fins que la caractérisation hydrogéologique. À titre d'exemple, l'information sur la nature et l'épaisseur des unités quaternaires fournie par le modèle 3D peut être utilisée dans l'évaluation régionale des dommages potentiels associés aux mouvements de terrains lors de tremblements de terre. En effet, l'amplification du mouvement du sol à la surface lors d'un tremblement de terre dépend en partie de la nature et de l'épaisseur des unités quaternaires. Il serait donc utile de développer et d'utiliser des modèles 3D dans les zones à forte sismicité afin de localiser et cartographier, à l'échelle régionale, les secteurs où les conditions de surface et de sous-surface sont propices à de fortes amplifications (e.g., vallées enfouies). Les secteurs n'ayant pas encore fait l'objet de levés géophysiques pourraient alors être sélectionnés pour des études locales visant à estimer les vitesses de cisaillement des unités et à mesurer plus précisément leur épaisseur. Toutes ces données fourniraient une information de base utile à la planification et l'aménagement du territoire. Les modèles

3D régionaux constituent également une source d'informations fort utiles pour la gestion des ressources granulaires à l'échelle régionale. Ces dernières se font de plus en plus rares à proximité des centres urbains et un modèle 3D peut servir à estimer la distribution et le volume des ressources encore disponibles au-dessus de la nappe phréatique. Les résultats peuvent alors être pris en compte dans la planification urbaine afin d'éviter que ces ressources ne soient enfouies sous les zones urbanisées.

LISTE DES RÉFÉRENCES

AGÉOS, INRS-Eau (1998) Atlas hydrogéologique des Basses-Terres du Saint-Laurent, Région de Mirabel.

Allen JRL (1983) Studies in fluviatile sedimentology: Bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian) Welsh Borders. Sedimentary Geology 33:237-293

Allen PA, Allen JR (2004) Basin analysis: Principles and applications. 2nd edition, Blackwell Scientific, Oxford

Aller LT, Bennet T, Lehr JH, Petty RJ, Hackett G (1987) DRASTIC: A standardized system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeologic settings. NWWA/EPA Series. EPA-600/2-87-035

Alley RB (1991) Deforming-bed origin for southern Laurentide till sheets?. Journal of Glaciology, 37: 67-76

Alley RB (1998) Icing the North Atlantic. Nature, 392: 335-337

Alley RB, Blankenship DD, Bentley CR, Rooney ST (1986) Deformation of till beneath Ice Stream B, West Antarctica. Nature, 322: 57-59

Alms R, Klesper C, Siehl A (1996) Three-dimensional modeling of geological features with examples from the Cenozoic lower Rhine Basin. In: Forster A, Merriam DF (éds.) Geological Modeling and Mapping, Plenum Press, New York: 113-133

Anandakrishnan S, Blankenship DD, Alley RB, Stoffa PL (1998) Influence of subglacial geology on the position of a West Antarctic ice stream from seismic observations. Nature, 394: 62-65

Anderson MP (1989) Hydrogeologic facies models to delineate large-scale spatial trends in glacial and glaciofluvial sediments. Geological Society of America Bulletin, 101: 501-511

Anderson MP, Woessner WW (1992) Applied groundwater modeling; simulation of flow and advective transport. Academic Press, New York

Anderson TW, Matthews JV Jr, Mott RJ, Richard SH (1990) The Sangamonian Pointe-Fortune site, Ontario-Québec border. Géographie physique et Quaternaire, 44(3): 271-287

Anderson TW, Mott RJ, Delorme LD (1985) Evidence for a pre-Champlain Sea Glacial Lake phase in Ottawa Valley, Ontario and its implications. Dans: Current research, part A, 85-1A, Geological Survey of Canada, pp. 239-245

Arnold TL, Friedel MJ, Warner KL (2001) Hydrogeologic inventory of the upper Illinois River Basin — Creating a large data base from well construction records. Dans: Berg RC et Thorleifson LH (éds.), Geological models for groundwater flow modeling. Workshop Extended abstracts, 35th annual meeting, North-Central Section, Geological Society of America, Illinois, Open file series 2001-1, pp. 1-5

Artimo A, Mäkinen J, Berg RC, Abert CC, Salonen V-P (2003) Three-dimensional geologic modeling and visualization of the Virttaankangas aquifer, southwestern Finland. Hydrogeology Journal, 11:378-386

Bates CC (1953) Rational theory of delta formation. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 37: 2119-2162

Belcher WR, Faunt CC, D'Agnese FA (2002) Three-dimensional hydrogeologic framework model for use with a steady-state numerical ground-water flow model of the Death Valley regional flow system, Nevada and California. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 01-4254

Bell RE, Blankenship DD, Finn CA, Morse DL, Scambos TA, Brozena JM, Hodge SM (1998) Influence of subglacial geology on the onset of a West Antarctic ice stream from aerogeophysical observations. Nature, 394: 58-61

Benjumea B, Hunter JA, Good RL, Burns RA, Ross M (2001) Application of high resolution seismic reflection techniques in Champlain sea sediments near Lachute–St. Benoit, Quebec. Dans: Current Research, 2001-D5, Geological Survey of Canada

Benn DI, Evans DJA (1998) Glaciers and Glaciation. Arnold and Oxford University Press, London, New York

Bentley CR (1987) Antarctic ice streams: a review. Journal of Geophysical Research, 92: 8843-8858

Bentley CR (1998) Ice on the fast track. Nature, 394: 21-22

Berg RC, Bleuer, BE, Jones KA, Kincare RR, Stone BD (2000) Mapping the glacial

geology of the Central Great Lakes region in three dimensions – A model for State-Federal Cooperation. US Geological Survey, Open-File Report 99-349

Berg RC, Thorleifson LH (eds) (2001) Geological models for groundwater flow modeling. Workshop Extended abstracts, 35th annual meeting, North-Central Section, Geological Society of America, Illinois, Open file series 2001-1

Berg RC, Russell H, Thorleifson LH, (convenors), (2004) Three-dimensional geologic mapping for groundwater applications. Workshop extended abstracts, Geological Association of Canada meeting, ISGS Open-File Series 2004-8

Bloomenthal, J, Bajaj C, Blinn J, *et al.* (1997) Introduction to implicit surfaces. Morgan Kaufmann Publisher, San Francisco

Boisvert É, Michaud Y (1998) Gestion des données de forage à l'aide d'une approche topologique : application au projet de cartographie hydrogéologique du piémont laurentien, Québec. Dans : Recherche en cours, 1998-E, Commission géologique du Canada, pp 117-124

Bolduc AM, Ross M (2000) La géologie et la géomorphologie quaternaire des basses Laurentides (ouest de Montréal). Guide d'excursion, AQQUA-CGRG

Bolduc AM, Ross M (2001a) Surficial Geology, Lachute-Oka, Québec. Geological Survey of Canada, Open File 3520, 1 : 50 000

Bolduc AM, Ross M (2001b) Surficial Geology, Laval, Québec. Geological Survey of Canada, Open File 3878, 1 : 50 000

Bolduc AM, Ross M (2002) Géologie des formations superficielles. Dans: Savard MM, Lefebvre R, Martel R, Ouellet M, Lamontagne C (éds). Caractérisation hydrogéologique régionale du système aquifère fracturé du sud-ouest du Québec: Partie III - Atlas hydrogéologique. Commission géologique du Canada

Bond G, Broecker W, Johnsen S, McManus J, Labeyrie L, Jouzel J, Bonani G (1993) Correlations between climate records from the North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 365: 143-147

Bond GC, Lotti R. (1995) Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. Science, 267: 1005-1009

Bonham-Carter GF (2000) Geographic Information Systems for geoscientists: Modelling with GIS. Pergamon Press, Oxford

Boulton GS (1996) The origin of till sequences by sub-glacial sediment deformation beneath mid-latitude ice sheets. Annals of Glaciology, 22: 75-84

Boulton GS (1987) A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation. Dans Menzies J et Rose J (éds.), Drumlin Symposium. Balkema, Rotterdam, pp. 25-80

Boulton GS, Jones AS (1979) Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment. Journal of Glaciology, 24: 29-43

Boulton GS, Smith GD, Jones AS, Newsome J (1985) Glacial geology and glaciology of the last mid-latitude ice sheets. Journal of the Geological Society of London, 142: 447-474

Boulton GS, Hagdorn M, Hulton RJ (2003) Streaming flow in an ice sheet through a glacial cycle. Annals of Glaciology, 36: 117-128

Boyce JI, Eyles N (2000) Architectural element analysis applied to glacial deposits: Internal geometry of a late Pleistocene till sheet, Ontario, Canada. Geological Society of America Bulletin, 112(1): 98-118

Boyce JI, Eyles N, Pugin A (1995) Seismic reflection, borehole and outcrop geometry of Late Wisconsin tills at a proposed landfill near Toronto, Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, 32: 1331-1349

Brennand TA, Moore A, Logan C, Kenny F, Russell HAJ, Sharpe DR, Barnett PJ (1997) Bedrock topography of the Greater Toronto and Oak Ridges Moraine NATMAP areas, southern Ontario. Geological Survey of Canada, Open File 3419, scale 1 :200 000

Breunig M (1999) An approach to the integration of spatial data and systems for a 3D geo-information system. Computers & Geosciences, 25:39-48

BRGM, ENSMP, INRIA (1997) Colloque Modélisation du sous-sol, 3-4 février 1997. BRGM, 274, coll. Techniques et Méthodes

Brooks RR (1972) Geobotany and Biogeochemistry in Mineral Exploration. Harper and Row, New York

Burbidge GH, Rust BR (1988) A Champlain Sea subwash fan at St. Lazare, Québec. Dans: The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin. Édité par NR Gadd. Geological Association of Canada, Special Paper 35, pp. 47-61

Carl JD (1978) Ribbed moraine-drumlin transition belt, St. Lawrence Valley, New York. Geology, 6: 562-566

Carsel RF, Parrish RS, Jones RL, Hansen JL, Lamb RL (1988a) Characterizing the uncertainty of pesticide leaching in agricultural soils. Journal of Contaminant Hydrology, 2: 111-124

Carsel RF, Jones RL, Hansen JL, Lamb RL, Anderson MP (1988b) A simulation procedure for groundwater quality assesements of pesticides. Journal of Contaminant Hydrology, 2: 125-138

Carsel RF, Smith CN, Mulkey LA, Dean JD, Jowise PP (1984) User's Manual for the Pesticide Root Zone Model (PRZM). Release 1. EPA-600/3-84-109, U.S. Environmental Protection Agency, Athens, GA

Caumon G, Lepage F, Sword CH, Mallet J-L (2004) Building and editing a sealed geological model. Mathematical Geology, 36(4): 405-424

Chakhmouradian AR (1996) On the development of niobium and rare-earth minerals in monticellite - calcite carbonatite of the Oka complex, Québec. The Canadian Mineralogist, 34: 479-484

Chapman LJ, Putnam DF (1984) The Physiography of Southern Ontario. Third edition, Ontario Geological Survey, Special Volume 2, Ministry of Natural Resources, Ontario

Civita M, Forti P, Marini P, Micheli L, Piccini L, Pranzini G (1990) Carta della Vulnerabilità degli acquiferi carsici delle Alpi Apuane. In; Proc. 1st Conv. Naz. « Protezione e Gestione delle Acque Sotterranee : Metodologie, Tecnologie e Obiettivi », Marano sul Panaro, v. 2, 465-468

Clark PU (1994) Unstable behavior of the Laurentide ice sheet over deforming sediment and its implications for climate change. Quaternary Research, 41: 19-25

Clark PU (1995) Fast glacier flow over soft beds. Science, 267: 43-44

Clark PU, Karrow PF (1983) Till stratigraphy in the St. Lawrence Valley near Malone, New York: Revised glacial history and stratigraphic nomenclature. Geological Society of America Bulletin, 94: 1308-1318

Clayton R (2000) Geologic framework model (GFM3.1). MDL-NBS-GS-000002 REV00 ICN 01, Las Vegas, CRWMS M&O

Clayton L, Teller JT, Attig JW (1985) Surging of the southwestern part of the Laurentide Ice Sheet. Boreas, 14: 235-241

Cloutier V (2004) Origine et évolution géochimique des eaux souterraines du système aquifère des basses Laurentides dans les roches sédimentaires paléozoïques des Basses-Terres du Saint-Laurent, Québec, Canada. Thèse de doctorat non publiée, Université du Québec, INRS-ETE

Cloutier V, Bourque E (2002) Secteurs de qualité relative de l’eau souterraine. Dans: MM Savard, R Lefebvre, R Martel, M Ouellet, C Lamontagne (éds). Caractérisation hydrogéologique régionale du système aquifère fracturé du sud-ouest du Québec: Partie III - Atlas hydrogéologique. Commsission géologique du Canada

Cloutier V, Bourque E, Lefebvre R, Savard MM, Nastev M, Martel R, Therrien R (2001) Regional hydrogeochemical characterization of groundwater in fractured rock aquifers. Dans: 2nd joint IAH-CGS groundwater conf, 2001 an Earth Odyssey, Proc 2, pp 1068-1077

Connor JJ, Shacklette HT (1975) Background geochemistry of some soils, plants, and vegetables in the conterminous United States. U.S. Geological Survey, Professional Paper 574-F

Corbeil P (1984) Géologie du Quaternaire de la région de Rigaud/Rivière-Beaudette (Québec): quelques applications à l'environnement. Mémoire de maîtrise non-publiée, Université du Québec à Montréal, Québec

Courrioux, G, Nullans S, Guillen A, Boissonnat JD, Repusseau P, Renaud X, Thibaut M (2001) 3D volumetric modelling of Cadomian terranes (Northern Brittany, France) : an automatic method using Voronoï diagrams. Tectonophysics 331: 181-196

Cronin TM (1976) Late-Wisconsin Marine Environments of the Champlain Valley (New York, Québec). Quaternary Research, 7: 238-253

Cronin TM (1988) Paleazoogeography of postglacial Ostracoda from northeastern North America. Dans; NR Gadd (dir.), The Late Quaternary development of the Champlain Sea basin, Geological Association of Canada, Special Paper no 35, pp. 125-144

David PP (1988) The coeval eolian environment of the Champlain Sea episode. Dans :

NR Gadd (dir.), The Late Quaternary development of the Champlain Sea basin, Geological Association of Canada, Special Paper no 35, pp. 291-305

Davis MJ, Lohman RC, Philips FM, Wilson JL, Love DW (1993) Architecture of the Sierra Ladrones Formation, central New Mexico : Depositional controls on the permeability correlation structure : Geological Society of America Bulletin, 105: 998-1007

Delage M (1997) Façonnement et métamorphose du modelé drumlinoïde par deux écoulements glaciaires successifs dans la région de Huntingdon (sud du Québec). Thèse de doctorat non-publiée, Université de Montréal, Québec

Denton GH, Hugues TJ (1981) The Last Great Ice Sheets. Wiley, New York

Douma M, JA Hunter, RL Good (1999) Borehole geophysical logging. Dans : R Gilbert (compilateur), A Handbook of Geophysical techniques for geomorphic and environmental research. Geological Survey of Canada, The Canadian geomorphological research group, Open File 3731, pp. 57-67

Durand M, Ballivy G (1974) Particularités rencontrées dans la région de Montréal résultant de l'arrachement d'écailles de roc par la glaciation. Canadian Geotechnical Journal, 11: 302-306

Dyke AS, Prest VK (1987) Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet. Géographie physique et Quaternaire. 41(2): 237-263

Earth Decision Sciences (2001) GOCAD 2.0 user’s manual. 1564 p.

Eyles N, Eyles CH (1992) Glacial depositional systems. Dans : RG Walker, NP. James (éds.), Facies Models : Response to sea-level change, Geological Association of Canada, pp. 73-100

Eyles N, Eyles CH, Miall AD (1983) Lithofacies types and vertical profile models, an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. Sedimentology 30:393-410

Fagnan N, Bourque É, Michaud Y, Lefebvre R, Boisvert É, Parent M, Martel R (1999) Hydrogéologie des complexes deltaïques sur la marge nord de la mer de Champlain, Québec. *Hydrogéologie*, 4: 9-22

Filion L (1987) Holocene development of parabolic dunes in the central St. Lawrence Lowland, Québec. Quaternary Research, 28: 196-209

Fleming AH (1998a) Using glacial terrain models to define hydrogeologic settings in heterogeneous depositional systems. Dans: Fraser GS, Matthew DJ (éds) Hydrogeologic models of sedimentary aquifers, SEPM (Society for Sedimentary Geology): 25-46

Fleming AH (1998b) Using glacial terrain models to characterize aquifer system structure, heterogeneity and boundaries in an interlobate basin, northeastern Indiana. Dans: Fraser GS, Matthew DJ (éds) Hydrogeologic models of sedimentary aquifers, SEPM (Society for Sedimentary Geology): 47-68

Foster SSD (1987) Fundamental concepts in aquifer vulnerability, pollution risk and protection strategy. Dans: Duijvenbooden W van, Waegeningh HG van (éds) TNO Committee on Hydrological Research, The Hague. Vulnerability of soil and groundwater to pollutants, Proceedings and Information. 38, pp. 69-86

Fraser GS, Bleuer NK (1987) Use of facies models as predictive tools to locate and characterize aquifers in glacial terrains. In: Proceedings, NWWA Conf on Midwestern Groundwater Issues : National Water Well Association, pp 123-143

Freeze RA, Cherry JA (1979) Groundwater. Prentice-Hall

Freeze AR, PA Winterspoon (1966) Theoretical analysis of regional groundwater flow : 1. Analytical and numerical solutions to the mathematical model, Water Resources Research, 2(4): 641-656

Freeze RA, Whiterspoon PA (1967) Theoretical analysis of regional groundwater flow : 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation, Water Resources Research, 3(2): 623-634

Freeze AR, PA Winterspoon (1968) Theoretical analysis of regional groundwater flow : 3. Quantitative interpretations, Water Resources Research, 4(3): 581-590

Frind EO, Molson JW (2002) Well vulnerability mapping: a new approach to wellhead protection. 3rd joint IAH-CGS groundwater conferences, Ground and Water: Theory to Practice, October 20-23, Niagara Falls, Ontario, session 15: 707-712

Frind EO, Muhammad DS, Molson JW (2002) Delineation of three-dimensional well capture zones for complex multi-aquifer systems. Ground Water, 40(6): 586-598

Gadd NR (1971) Pleistocene Geology of the Central St. Lawrence Lowland, with selected

passages from an unpublished manuscript - The St. Lawrence Lowland by JW Goldthwait. Geological Survey of Canada, Memoir 359

Gadd NR (1980a) Ice flow patterns, Montreal-Ottawa lowland areas. Dans: Current Research, Part A, Paper 80-1A, Geological Survey of Canada, pp. 375-376

Gadd NR (1980b) Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, 15: 1439-1453

Gadd NR (1981) Anorthosite erratics of probable laurentian origin in the vicinity of Buffalo, New York. Dans: Current Research, Part C, Paper 81-1C, Geological Survey of Canada, pp. 63-64

Gadd NR (1987) Geological setting and Quaternary deposits of the Ottawa region. Dans: RJ Fulton, dir., Quaternary geology of the Ottawa region, Ontario and Quebec. Geological Survey of Canada, Paper 86-23, pp.3-9

Gadd NR (1988) The basin, the ice, the Champlain Sea. Dans: NR Gadd, dir., The Late Quaternary development of the Champlain Sea basin,. Geological Association of Canada, Special Paper no 35, pp.15-24

Galera C, Bennis C, Moretti I, Mallet J-L (2003) Construction of coherent 3D geological blocks. Computers & Geosciences 29: 971-984

Geologic Sensitivity Workgroup [GSW], 1991. Criteria and guidelines for assessing geologic sensitivity of groundwater resources in Minnesota. Dept. of Natural Resources, Div. of Waters, Minnesota, 122 p.

Gerber RE, Howard KWF (1996) Evidence for recent groundwater flow through Late Wisconsinan till near Toronto, Ontario. Can Geotech J 33:538-555

Gilbert R (1990) Evidence for subglacial meltwater origin and late Quaternary lacustrine environment of Bateau Channel, eastern Lake Ontario. Cnadian Journal of Earth Sciences, 27: 939-945

Gilbert R, Shaw J (1992) Glacial and early postglacial lacustrine environment of a portion of northeastern Lake Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, 29: 63-75

Girard F (2001) Architecture et hydrostratigraphie d’un complexe morainique et deltaïque dans la région de Saint-Raymond de Portneuf, Québec. Mémoire de maîtrise non publiée, Université du Québec, INRS-Géoressources

Gleeson CF, Cormier R (1971) Evaluation by geochemistry of geophysical anomalies and

geological targets using overburden sampling at depth. Dans: Geochemical Exploration. Édité par RW Boyle, JI McGerrigle. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Third International Geochemical Exploration Symposium, Toronto, Special Volume 11, pp. 159-165

Globensky Y (1982) Région de Lachute. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, RG-200

Globensky Y (1987) Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent. Ministère des ressources naturelles du Québec, MM 85-02

Gogu RC, Dassargues A (2000) Current trends and future challenges in groundwater vulnerability assessment using overlay and index methods. Environmental Geology, 39(6):549-559

Gold DP (1967) Alkaline ultrabasic rocks in the Montreal area, Quebec. Dans: Ultramafic and related rocks. P.J. Wyllie, John Wiley & Sons, New York, pp. 288-302

Gold DP, Eby GN, Bell K, Vallée M (1986) Carbonatites, diatremes, and ultra-alkaline rocks in the Oka area. Quebec. Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada - Canadian Geophysical Union, Field Trip Guidebook 21

Guilbault J-P (1989) Foraminiferal distribution in the central and western parts of the Late Pleistocene Champlain Sea Basin, Eastern Canada. Géographie physique et Quaternaire, 43(1): 3-26

Guilbault J-P (1993) Quaternary foraminiferal stratigraphy in sediments of eastern Champlain Sea basin, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 47(1): 43-68

Gustavson TC, Ashley GM, Boothroyd JC (1975) Depositional sequences in glaciolacustrine deltas. Dans: Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. Édité par AV Jopling, BC McDonald. Society for Sedimentary Geology, Special Publication 23, pp. 264-280

Gwyn QHJ, Thibault JJL (1975) Quaternary geology of the Hawkesbury-Lachute area, southern Ontario, Ontario Division of Mines, map P1010, Geological Series

Haith DA, Laden EM (1989) Screening of groundwater contaminants by travel-time distributions. Journal of Environmental Engineering, 115(3):497-512

Halbwachs Y, Courrioux G, Renaud X, Repusseau P (1996) Topological and geometric

characterization of fault networks using 3-dimensional generalized maps. Mathematical Geology, 28(5): 625-656

Hamel A (2002) Détermination de la recharge des aquifères de roc fracturé du sud-ouest du Québec. Mémoire de maîtrise. Université Laval

Hamel A, Therrien R, Gélinas PJ (2001) Groundwater recharge of fractured rock aquifers in southwestern Québec. 2nd joint IAH-CGS groundwater conf, 2001 an Earth Odyssey, Proc 2, pp 1078-1084

Hamilton DE, Jones TA, (éds.) (1992) Computer modeling of geologic surfaces and volumes. AAPG Computer Applications in Geology, n. 1

Hardy F, Lamothe M (1997) Quaternary basin analysis using infrared stimulated luminescence on borehole cores and cuttings. Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology), 16: 417-426

Harrington CR, Occhietti S (1988) Inventaire systématique et paléoécologie des mammifères marins de la Mer de Champlain (fin du Wisconsinien) et de ses voies d'accès. Géographie physique et Quaternaire, 42: 45-64

Hart JK (1999) Identifying fast ice flow from landform assemblages in the geological record: a discussion. Annals of Glaciology, 28: 59-66

Herzog BL, Larson DR, Abert CC, Wilson SD, Roadcap GS (2003) Hydrostratigraphic modeling of a complex, glacial-drift aquifer system for importation into MODFLOW. Groundwater, 41(1): 57-65

Hicock SR (1988) Calcareous till facies north of Lake Superior, Ontario: implications for Laurentide ice streaming. Géographie physique et Quaternaire, 42: 120-135

Hicock SR, Dreimanis A (1989) Sunnybrook drift indicates a grounded early Wisconsin glacier in the Lake Ontario basin. Geology, 17: 169-172

Hicock SR, Dreimanis A (1992) Deformation till in the Great Lakes region: implications for rapid flow along the south-central margin of the Laurentide Ice Sheet. Canadian Journal of Earth Sciences, 29: 1565-1579

Hillaire-Marcel C. (1974) La déglaciation au nord-ouest de Montréal : données radiochronologiques et faits stratigraphiques. Revue de géographie de Montréal, 28 (4) : 407-417

Houlding SW (1994) 3D Geoscience Modeling : Computer techniques for geological

characterization. Springer-Verlag

Hughes T, Borns HW, Fastook JL, Hyland MR, Kite JS, Lowell TV (1985) Models of glacial reconstruction and deglaciation applied to Maritime Canada and New England. Dans: Late Pleistocene History of Northeastern New England and Adjacent Quebec. Édité par HW Borns Jr, LaSalle P, WB Thompson. Geological Society of America, Special Paper 197, pp. 139-150

Hunter JA, Pullan SE, Burns RA, Gagné RM, Good RL (1989) Applications of a shallow seismic reflection method to groundwater and engineering studies. Dans: Proceedings of Exploration '87, Third Decennial International Conference on Geophysical and Geochemical Exploration for Minerals and Groundwater. Édité par GD Garland. Ontario Geological Survey, Special Volume 3, pp. 704-715

Hugues T (1992) Abrupt climatic change related to unstable ice-sheet dynamics: toward a new paradigm. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global and Planetary Change Section), 97: 203-234

Iverson NR, Hanson B, Hooke R, Le B, Jansson P (1995) Flow mechanism of glaciers on soft beds. Science, 267: 80-81

Jessel M (2001) Three-dimensional geological modelling of potential-field data. Computers & Geosciences 27:455-465

Jones NL, Budge TJ, Lemon AM, Zundel AK (2002) Generating MODFLOW grids from boundary representation solid models. Groundwater, 40(2):194-200

Jopling AV, McDonald BC, Editors (1975) Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Special Publication 23

Jopling AV, Walker RG, (1968) Morphology and origin of ripple-drift cross lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. Journal of Sedimentary Petrology, 38: 971-984

Kalinski RJ, Kelly WE, Bogardi I, Ehrman RL, Yamamoto PD (1994) Correlation between DRASTIC vulnerabilities and incidents of VOC contamination of municipal wells in Nebraska. Groundwater, 32(1):31-34

Karrow PF (1989) Géologie de la sous-région des Grands Lacs. Dans: Le Quaternaire du

Canada et du Groenland. Édité par RJ Fulton. Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1, pp. 348-374

Karrow PF, Dreimanis A, Barnett PJ (2000) A proposed diachronic revision of Late Quaternary time-stratigraphic classification in the eastern and northern Great Lakes area. Quaternary Research, 54: 1-12

Karrow PF, Occhietti S (1989) Quaternary geology of the St. Lawrence Lowlands of Canada. In: Quaternary geology of Canada and Greenland. Édité par RJ Fulton. Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1, pp. 321-389

Keefer DA, Larson DR (2001) A method for addressing variable data quality and clustered data. Dans: Berd RC et Thorleifson LH (éds.), Geological models for groundwater flow modeling. Workshop Extended abstracts, 35th annual meeting, North-Central Section, Geological Society of America, Illinois, Open file series 2001-1: pp. 24-25

Kelk B (1992) 3-D modelling with geoscientific information systems: The problem. Dans: Turner KA (ed.), Three-dimensional modeling with geoscientific information systems. NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences, v. 354, pp. 29-37

Kempton JP, Cartwright K (1984) Three-dimensional geologic mapping : a basis for hydrogeologic and land-use evaluations. Bulletin of the Association of Engineering geologists, 21(3): 317-335

Kenny FM, Hunter G, Chan P (1997) Georeferencing quality control of Ontario's water well data base for the Greater Toronto and Oak Ridges Moraine areas of Southern Ontario. Dans: Proceedings of the 1997 Canadian Geomatics conf, GER '97, abstract 219

Kettles IM, Shilts WW (1987) Tills of the Ottawa region. Dans: Quaternary geology of the Ottawa region, Ontario and Quebec. Édité par RJ Fulton. Geological Survey of Canada, Paper 86-23, pp. 10-13

Kugler-Gagnon, M (1974) Information géoscientifique et aménagement. Thèse de doctorat non publiée, Université d'Ottawa

Lamothe M, Editor (1987) Pleistocene stratigraphy in the St. Lawrence Lowland and the

Appalachians of Southern Québec; a field guide. Collection Environnement et Géologie, Université de Montréal, 4

Lamothe M (1989) A new framework for the Pleistocene stratigraphy of the central St. Lawrence Lowland, Southern Québec. Géographie physique et Quaternaire, 43(2): 119-129

Lamothe M, Parent M, Shilts WW (1992) Sangamonian and early Wisconsinan events in the St. Lawrence Lowland and Appalachians of Southern Quebec, Canada. Dans: The last interglacial-glacial transition in North America. Édité par PU Clark, PD Lea. Geological Society of America, Special Paper 270, pp. 171-184

Lanz E, Pugin A, Green A, Horstmeyer H (1996) Results of 2- and 3-D high-resolution seismic reflection surveying of surficial sediments. Geophysical Research Letters, 23: 491-494

LaSalle P (1981) Géologie des dépôts meubles de la région Saint-Jean-Lachine. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV-780

LaSalle P, David PP, Bouchard M *et al.* (1982) Guidebook of the 45th Annual Meeting of the Friends of the Pleistocene, Drummondville-St-Hyacinthe, Québec, Canada. Montréal, Université de Montréal

LaSalle P (1985) Géologie des sédiments meubles de la région de Lacolle-Saint-Chrysostôme. Ministère de l'Énergie et des Ressources. Rapport préliminaire ET 83-21, Québec

Lavoie D, Bolduc AM, Castonguay S, Malo M, Ross M, Salad Hersi O, Séjourne S, Tremblay A, Lauzière K, McIntosh A (2000) La Plate-forme du Saint-Laurent, la zone de Humber et les successions quaternaires le long du transect 1 Montréal-Appalaches. Excursion géologique CARNAT 2000, Centre Géoscientifique de Québec, 16-17 octobre 2000

Lepage, F (2002) Triangle and tetrahedral meshes for geological models. Dans: Terra Nostra, 4, Proceedings of the IAMG, Berlin, pp. 105-110

Lemon AM, Jones NL (2003) Building solid models from boreholes and user-defined cross sections. Computers & Geosciences, 29: 547-555

Lévesque G (1982) Géologie des dépôts quaternaires de la région de Oka-Ste-

Scholastique, Québec. Mémoire de maîtrise non publiée, Université du Québec à Montréal

Lévy B (1999) Topologie algorithmique, combinatoire et plongement. Thèse de doctorat non publiée, INPL, Nancy, France

Lian OB, Hicock SR, Dreimanis A (2003) Laurentide and Cordilleran fast ice flow; some sedimentological evidence from Wisconsinan subglacial till and its substrate. Dans: Paleo-ice streams. Édité par JA Piotrowski, KL Knudsen, CD Clark, DJA Evans. Boreas, 32, pp. 102-113

Lloyd JW (1983) Hydrogeological investigations in glaciated terrains. Dans: Eyles N (éd.). Glacial geology; An introduction for engineers and earth scientists. Oxford, Pergamon Press:349-368

Logan C, Russell HAJ, Sharpe DR (2001) Regional three-dimensional stratigraphic modelling of the Oak Ridges Moraine area, southern Ontario. Dans: Current Research, 2001-D1, Geological Survey of Canada

Logan C (2002) Regional 3D structural model of the Oak Ridges Moraine and Greater Toronto Area, southern Ontario, Version 1.0. Geological Survey of Canada, Open File 4329

MacAyeal DR (1993) Binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet as a cause of North Atlantic's Heinrich Events. Palaeoceanography, 8: 775-784

MacClintock P, Dreimanis A (1964) Reorientation of till fabric by overriding glacier in the St. Lawrence Valley. American Journal of Science, 262: 133-142

MacClintock P, Stewart DP (1965) Pleistocene Geology of the St. Lawrence Lowland. New York State Museum and Science Service, Bulletin 394

MacPherson JB (1967) Raised shorelines and drainage evolution in the Montreal Lowland. Cahiers de Géographie de Québec, 11: 242-260

Mallet J-L (1989) Discrete smooth interpolation. Association for Computing Machinery : ACM-Transactions on Graphics, 8 (2): 121-144

Mallet J-L (1992) gOcad: A computer-aided design program for geological applications. Dans: Turner K (ed) Three-dimensional modeling with Geoscientific Information Systems, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Holland, Nato ASI Series C, 354: 123-141

Mallet J-L (2002) Geomodeling. Dans: Journel AG (éd) Applied geostatistics series, Oxford University Press, Oxford

Mallet J-L (2003) Geomodeling: Shared-Earth-Model and SGrids. 2003 gOcad consortium report. École de géologie de Nancy, Nancy, France

Mallet J-L (2004) Space-time mathematical framework for sedimentary geology. Mathematical Geology, 36(1): 1-32

Marschallinger (1991) Interface programs to enable full 3-D geological modeling with a combination of Autocad and Surfer. Computers & Geosciences, 17 (10): 1383-1394

Marshall SJ, Clarke GKC, Dyke AS, Fisher DA (1996) Geologic and topographic controls on fast flow in the Laurentide and Cordilleran Ice Sheets. Journal of Geophysical Research, 101(B8): 17 827-17 839

Martin PJ, Frind EO (1998) Modeling a complex multi-aquifer system: the Waterloo Moraine. Groundwater 36(4): 679-690

Maxe L, Johansson P-O (1998) Assessing groundwater vulnerability using travel time and specific area as indicators. Hydrogeology Journal, 6(3):441-449

McCabe MA, Clark PU (1998) Ice-sheet variability around the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. Nature, 392: 373-377

McDonald BC (1971) Late Quaternary stratigraphy and deglaciation in eastern Canada. Dans: Late Cenozoic glacial ages. Édité par KK, Turekian. Yale University Press, New Haven, Connecticut, pp. 331-355

Mello UT, Henderson ME (1997) Techniques for including large deformations associated with salt and fault motion in basin modeling. Marine and Petroleum Geology, 14(5): 551-564

Mello UT, Cavalcanti PR (2003) A topologically based framework for 3-D basin modeling. Dans: S Düppenbecker et R Marzi (éditeurs), Multidimensional basin modeling, AAPG / Datapages Discovery Series, no. 7, pp. 255-269

Meriano M, Eyles N (2003) Groundwater flow through Pleistocene glacial deposits in the rapidly urbanizing Rouge River-Highland Creek watershed, City of Scarborough, southern Ontario, Canada. Hydrogeology Journal 11(2):288-303

Miall AD (1990) Principles of sedimentary basin analysis, 2nd ed., Springer Verlag, New

York

Miall AD (2000) Principles of sedimentary basin analysis, 3nd ed., Springer Verlag, New York

Murat V (2000) Étude comparative des méthodes d'évaluation de la vulnérabilité intrinsèque des aquifères à la pollution : application aux aquifères granulaires du Piémont Laurentien. Mémoire de maîtrise, Université du Québec, INRS-Géoressources

Murat V (2002) Vulnérabilité de l'aquifère rocheux à la contamination – méthode DRASTIC. Dans: Savard MM, Lefebvre R, Martel R, Ouellet M, Lamontagne C (éds). Caractérisation hydrogéologique régionale du système aquifère fracturé du sud-ouest du Québec: Partie III - Atlas hydrogéologique. Commission géologique du Canada

Naldrett DL (1988) The late glacial-early glaciomarine transition in the Ottawa Valley: evidence for a glacial lake? Géographie physique et Quaternaire, 42(2): 171-179

Nastev M, Savard MM, Lapcevic P, Lefebvre R, Martel R (2004) Hydraulic properties and scale effects investigation in regional rock aquifers. Hydrogeology Journal, 12: 257-269

Nastev M, Savard MM, Lapcevic P, Paradis D, Lefebvre R, Martel R (2001) Investigation of hydraulic properties of regional fractured rock aquifers. 2nd joint IAH-CGS groundwater conf, 2001 an Earth Odyssey, Proc 2, pp 1058-1067

Nastev M, Rivera A, and Lefebvre R (sous presse) Numerical simulation of regional flow in sedimentary rock aquifers. Hydrogeology Journal

National Research Council [NRC] (1993) Groundwater vulnerability assessment: Predicting relative contamination potential under conditions of uncertainty. National Academic Press, Washington, D.C.

North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1983) North American stratigraphic code. American association of petroleum geologists Bulletin, 67:841-875

Occhietti S (1980) Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières, Shawinigan, Québec. Contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du Saint-Laurent et corrélations stratigraphiques. Paléo-Québec, no. 10.

Occhietti S (1982) Synthèse lithostratigraphique et paléoenvironnements du Quaternaire au Québec méridional. Hypothèse d'un centre d'englacement Wisconsinien au Nouveau-Québec. Géographie physique et Quaternaire, 36: 15-49

Occhietti S (1989) Géologie quaternaire de la sous-région de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches. Dans : Le Quaternaire du Canada et du Groenland. Édité par RJ Fulton. Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1, pp. 374-417

Ochhietti S, Balescu S, Lamothe M, Clet M, Cronin T, Ferland P, Pichet P (1996) Late stage 5 glacio-isostatic sea in the St. Lawrence Valley, Canada and United States. Quaternary Research, 45: 128-137

Occhietti S, Parent M, Shilts WW, Dionne J-C, Govare É, Harmand, D (2001) Late Wisconsinan glacial dynamics, deglaciation, and marine invasion in southern Québec. Dans: Deglacial History and Relative Sea-Level Changes, Northern New England and Adjacent Canada. Édité par TK Weddle, MJ Retelle. Geological Society of America, Boulder, Colorado, Special Paper 351, pp. 243-270

Oppenheimer M (1998) Global warming and the stability of the West Antarctic Ice Sheet. Nature, 393: 325-332

Pagé P (1999) Les Grandes Glaciations: l'histoire et la stratigraphie des glaciations continentales dans l'hémisphère Nord. Deuxième édition, Université du Québec à Montréal, Guérin, Montréal

Pair DL, Rodrigues CG (1993) Late Quaternary deglaciation of the southwestern St. Lawrence Lowland, New York and Ontario. Geological Society of America Bulletin, 105: 1151-1164

Paradis D (2002) Élévation de la surface piézométrique de l’aquifère rocheux. Dans: Savard MM, Lefebvre R, Martel R, Ouellet M, Lamontagne C (éds). Caractérisation hydrogéologique régionale du système aquifère fracturé du sud-ouest du Québec: Partie III - Atlas hydrogéologique. Commission géologique du Canada

Paradis D, Fagnan N, Therrien R, Savard C, Nastev M (2004) Étude détaillée d'un site sélectionné: Cas de la carrière de Chatham. Dans: Savard MM, Lefebvre R, Nastev M, Paradis D, éds., Études locales de secteurs choisis du système aquifère

fracturé du sud-ouest du Québec. Commission géologique du Canada, Dossier public 4600, chap. 2: pp 3-12

Parent M (1987) Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos - Valcourt region, southeastern Québec. Thèse de doctorat non publiée, University of Western Ontario

Parent M, Girard F, Fagnan N, Michaud Y, Boisvert E, Fortier R (2003) Caractérisation géologique des formations superficielles enfouies. Dans : Y Michaud, R Lefebvre et R McCormack (éds) Guide méthodologique pour la cartographie hydrogéologique régionale des aquifères granulaires de surface, Rapport non publié :30-53

Parent M, Michaud Y, Boisvert É, Bolduc AM, Fagnan N, Fortier R, Cloutier M, Doiron A (1998) Cartographie hydrogéologique régionale du piémont laurentien dans la MRC de Portneuf: géologie et stratigraphie des formations superficielles. Commission géologique du Canada, Dossier public 3664-a.

Parent M, Occhietti S (1988) Late Wisconsinan deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence Valley, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 42(3): 215-246

Parent M, Occhietti S (1999) Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec. 53(1): 117-135

Parent M, Paradis SJ, Doiron A (1996) Palimpsest glacial dispersal trains and their significance for drift prospecting. Journal of Geochemical Exploration, 56: 123-140

Patterson CJ (1998) Laurentide glacial landscapes: The role of ice streams. Geology, 26(7): 643-646

Peters L, Daniels JJ, Young JD (1994) Ground penetrating radar as a subsurface environmental sensing tool. Proceedings, Institute of Electronical and Electronics Engineers, 82: 1802-1821

Pettyjohn WA, Randich PG (1966) Geohydrologic use of lithofacies maps in glaciated areas. Water Resources Research, 2(4): 679-689

Pflug R, Harbaugh JW (éds.) (1992) Computer graphics in geology : Three-dimensional

computer graphics in modeling geologic structures and simulating geologic processes. Springer-Verlag, London

Pomerol C, Bebin C, Lancelot Y, Le Pichon X, Rat P, Renard M (1987) Stratigraphie : méthodes, principes, applications (3e édition). Doin, Paris

Prest VK (1970) Quaternary geology of Canada; Chapter XII. In Geology and Economic Minerals of Canada, RJW Douglas (éd.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report No 1, 5th edition, pp.676-764.

Prest VK, Hode-Keyser J (1962) Surficial Geology and Soils, Montreal Area, Quebec. Département des travaux publics, Montréal

Prest VK, Hode-Keyser J (1977) Geology and Engineering Characteristics of Surficial Deposits, Montreal Island and Vicinity, Quebec. Geological Survey of Canada, Paper 75-27

Prichonnet G (1977) La déglaciation de la Vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine. Géographie physique et Quaternaire, 31:323-345

Prichonnet G (1982) Quelques données nouvelles sur les dépôts quaternaires du Wisconsinien et de l'Holocène dans le piémont appalachien, Granby, Québec. Commission géologique du Canada, Paper 82-1B, pp. 225-238

Prichonnet G (1984) Glaciations d'inlandsis: séquences glaciaires, proglaciaires et non glaciaires du Quaternaire de l'est canadien. Centres de Recherche en Exploration-Production Elf-Aquitaine Bulletin, 8(1): 105-133

Prichonnet G, Durand M, Elson JA, Gagnon P, Schroeder J, Veillette J (1987) Glaciations et déglaciations du Wisconsien dans le sud du Québec (région de Montréal). INQUA, XIIe congrès INQUA, Guide d'excursion A-7/C-7

Pugin A, Pullan SE, Sharpe DR (1999) Seismic facies and regional architecture of the Oak Ridges Moraine area, southern Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, 36: 409-432

Pullan SE, JA Hunter (1990) Delineation of buried bedrock valleys using the optimum offset shallow seismic reflection technique. Dans : SH Ward (ed.), Geotechnical and Environmental Geophysics, v. III, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, pp. 75-87

Pullan SE, JA Hunter (1999) Land-based shallow seismic methods. Dans : R

Gilbert (compilateur), A Handbook of Geophysical techniques for geomorphic and environmental research. Geological Survey of Canada, The Canadian geomorphological research group, Open File 3731, pp. 31-55

Pullan SE, HA MacAulay (1987) An in-hole shotgun source for engineering seismic surveys. Geophysics, 52: 985-996

Ragan D (1985) Structural geology – an introduction to geometrical techniques (Third Edition), John Wiley and Sons, New York

Raper J (ed.) (1989) Three dimensional applications in geographical information systems. Taylor and Francis, London

Raper J (2000) Multidimensional geographic information science. Taylor & Francis, London, New York

Rayburn JA, Knuepfer PLK, Franzi DA (2003) Why a higher resolution Champlain Sea age determination is needed for meltwater flood discharge routing models? Dans: 2003 CANQUA-CGRG Program and Abstracts, June 8-12 2003, Halifax, p. A94.

Renard P, Courrioux G (1994) Three-dimensional geometric modeling of a faulted domain : the Soulz horst example (Alsace, France). Computer Geosciences, 20(9): 1379-1390

Richard PJH, Occhietti S (2004) Déglaciation et invasion marine champlainienne au Mont Saint-Hilaire, Québec: nouvelles données chronologiques et implications paléogéographiques. Dans: AQQUA-CGRG Programme et résumé, 14-16 mai 2004, p. 2.

Richard SH (1975) Surficial geology mapping: Ottawa Valley Lowlands (Parts of 31 G, B, F). Dans: Current Research, Part B, Paper 75-1, Geological Survey of Canada, pp. 113-117

Richard SH (1978) Surficial geology: Lachute-Montebello area, Quebec. Dans: Current Research, Part B, Paper 78-1C, Geological Survey of Canada, pp. 23-28

Richard SH (1982) Surficial geology, Vaudreuil, Québec-Ontario. Geological Survey of Canada, Map 1488A, 1/50 000

Ricketts BD (ed.) (2000) Mapping, geophysics, and groundwater modelling in aquifer delineation, Fraser Lowland and Delta, British Columbia. Geological Survey of Canada, Bulletin 552

Ridge JC, Besonen MR, Brochu M, *et al.* (1999) Varve, paleomagnetic, and ^{14}C chronologies for Late Pleistocene events in New Hampshire and Vermont (U.S.A.). Géographie physique et Quaternaire, 53(1): 79-106

Rine JM, Covington E, Shafer J, Berg RC (1999) The use of stack-unit mapping to predict pathways of contaminant throught Tertiary-aged strata – A/M areas, Savannah River, SC. Dans: Abstract with Programs of the Geological Society of America 1999, Annual meeting and exposition, 25-28 oct. 1999, Denver, Colorado, A-79

Roberts MC, Pullan SE, Hunter JA (1992) Applications of land-based high resolution seismic reflection analysis to Quaternary and geomorphic research. Quaternary Science Reviews, 11: 557-568

Robinson SD, Michaud Y (1999) Ground penetrating radar. Dans : R Gilbert (compilateur), A Handbook of Geophysical techniques for geomorphic and environmental research. Geological Survey of Canada, The Canadian geomorphological research group, Open File 3731, pp. 69-102

Rocher M, Salad-Hersi O, Castonguay S (sous presse). Geologic map of St. Lawrence Lowlands – Sector west of Montreal (update). Dans: Regional hydrogeologic characterization of the fractured aquifer system in south-western Quebec: Part III-Hydrogeologic atlas, CD-ROM, Fig. 4. Geological Survey of Canada, Bulletin

Rodrigues CG (1992) Successions of invertebrate microfossils and the Late Quaternary deglaciation of the central St. Lawrence Lowland, Canada and United States. Quaternary Science Reviews, 11: 503-534

Rodrigues CG, Richard SH (1986) An ecostratigraphic study of Late Pleistocene sediments of the western Champlain Sea Basin, Ontario and Québec. Geological Survey of Canada, Paper 85-22, 33 pages

Ross M, Martel R, Parent M, Lefebvre R, Savard MM (2003) The use of a 3D geologic framework model of surficial sediments to define bedrock aquifer vulnerability in the St. Lawrence Lowlands, Quebec, Canada. Dans: Rodriguez R, Civita M, de Maio M (éds), proceedings of the First International Workshop on Aquifer Vulnerability and Risk, Salamanca, Mexico, vol. 1, pp 157-168

Ross M, Martel R, Parent M, Lefebvre R, Savard MM (2004a) Assessing rock aquifer

vulnerability using downward advective times from a 3D model of surficial geology. 5th joint IAH-CGS groundwater conference, 2004 Geo-engineering for society and its environment, 24-27 October, Québec City, Québec, Proceedings

Ross M, Martel R, Parent M, Lefebvre R, Savard MM (sous presse) Assessing rock aquifer vulnerability using downward advective times from a 3D model of surficial geology: a case study from the St. Lawrence Lowlands, Canada. Geofisica Internacional

Ross M, Parent M, Bolduc AM, Hunter J, Benjumea B (2001) Étude préliminaire des formations quaternaires comblant les vallées des basses Laurentides, nord-ouest de Montréal, Québec. Dans : Recher 2001-D5, Commission géologique du Canada

Ross M, Parent M, Lefebvre R, Martel R (2002) 3D geologic framework for regional hydrogeology and land-use management; a case study from Southwestern Quebec, Canada. Dans: RC Berg et LH Thorleifson (éds.), Three-dimensional geological mapping for groundwater applications, workshop extended abstracts, Geological Survey of Canada, Open File 1449, pp 52-55

Ross M, Parent M, Martel R, Lefebvre R (2004b) Towards seamless interactions between geologic models and hydrogeologic applications. Dans: Berg RC, Russell H, Thorleifson LH (éds) Three-dimensional geologic mapping for groundwater applications. Workshop extended abstracts, Geological Association of Canada meeting, ISGS Open-File Series 2004-8: 69-72

Ross M, Parent M, Lefebvre R (2004c) 3D geologic framework models for regional hydrogeology and land-use management; a case study from southwestern Quebec, Canada. Hydrogeology Journal: http://link.springer.de/journals/hydrogeo/

Ross M, Parent M, Michaud Y, Boisvert É, Girard F (2001) On the construction of 3D geological models for applications in regional hydrogeology in complex Quaternary terrains of eastern Canada. Dans: RC Berg et LH Thorleifson (éditeurs), Geological models for groundwater flow modeling, résumé d'atelier, 35ième réunion annuelle, Geological Society of America, North-Central Section, Illinois, 22 avril, 2001, ISGS Open File Series 2001-1:34-37

Russell HAJ, Brennand TA, Logan C, Sharpe DR (1998) Standardization and assessment

of geological descriptions from water well records, Greater Toronto and Oak Ridge Moraine areas, southern Ontario. Dans: Current Research 1998-E, Geological Survey of Canada, pp 89-102

Savard MM, Nastev M, Lefebvre R, Martel R, Fagnan N, Bourque E, Cloutier V, Lauzière K, Gélinas P, Kirkwood D, Lapcevic P, Karanta G, Hamel A, Bolduc AM, Ross M, Parent M, Lemieux JM, Boisvert E, Salad Hersi O, Lavoie D, Girard F, Novakowski K, Therrien R, Etienne M, Fortier R (2000) Regional hydrogeology of fractured rock aquifers in Southwestern Quebec (St.Lawrence Lowlands). Dans : 53rd Canadian Geotechnical Conf, 1st Joint IAH-CNC and GSC Groundwater Specialty Conf Proc, pp 247-253

Savard MM, Nastev M, Paradis M, Lefebvre R, Martel R, Cloutier V, Murat V, Bourque E, Ross M, Lauzière K, Parent M, Hamel A, Lemieux J-M, Therrien R, Kirkwood D, Gélinas P (sous presse) Partie I - Hydrogéologie régionale du système aquifère. Dans : Caractérisation hydrogéologique, intégrée et régionale du système aquifère fracturé du sud-ouest du Québec, CGC Bulletin 587, pp. 1-42

Scheibe TD, Freyberg DL (1995) Use of sedimentological information for geometric simulation of natural porous media structure. Water Resources Research, 31(12): 3259-3270

Schetselaar EM, (1995) Computerized field-data capture and GIS analysis for generation of cross sections in 3-D perspective views. Computers and Geosciences, v. 21 (5): 687-701

Schroeder J, Beaupré M, Cloutier M (1986) Ice-push caves in platform limestones of the Montréal area. Canadian Journal of Earth Sciences, 23: 1842-1851

Sharpe DR (1987) Excursion G - Glaciomarine fans built within and marginal to the Champlain Sea. Dans: Quaternary Geology of the Ottawa Region and Guides for Day Excursions. Édité par RJ Fulton. XIIth INQUA Congress, pp. 71-84

Sharpe DR (1988) Glaciomarine Fan Deposition in the Champlain Sea. In: The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin. Édité par NR Gadd. Geological Association of Canada, Special Paper 35, pp. 63-82

Sharpe DR, Dyke LD, Hinton MJ, Pullan SE, Russell HAJ, Brennand TA, Barnett PJ,

Pugin A (1996) Groundwater prospects in the Oak Ridges Moraine area, southern Ontario : application of regional geological models. Dans: Current Research, 1996-E, Geological Survey of Canada: 181-190

Sharpe DR, Hinton MJ, Russell HAJ, Desbarats AJ (2002) The need for basin analysis in regional hydrogeological studies: Oak Ridges moraine, southern Ontario. Geoscience Canada, 29 (1): 3-19

Sharpe DR, Pugin A, Pullan SE, Gorrell G (2003) Application of seismic stratigraphy and sedimentology to regional hydrogeological investigations: an example from Oak Ridges Moraine, southern Ontario, Canada. Canadian Geotechnical Journal, 40: 711-730

Simard G (1977) Carbon 14 and tritium measurements of groundwaters in the Eaton River Basin and in the Mirabel area, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 14: 2325-2338

Simard G (1978) Hydrogéologie de la région de Mirabel. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Service des eaux souterraines, 69 pages

Slaine DD, Pehme PE, Hunter JA, Pullan SE, Greenhouse JP (1990) Mapping overburden stratigraphy at a proposed hazardous waste facility using shallow seismic reflection methods. Dans: Geotechnical and environmental geophysics. Vol. II. Environmental and groundwater. Édité par SH Ward. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, pp. 273-280

Soller DR, Price SD, Kempton JP, Berg RC (1999) Three-dimensional geologic maps of Quaternary sediments in east-central Illinois. U.S. Geological Survey, Geologic Investigations Series, Map I-2669, 3 sheets, 1 : 500 000

Steeples DW (1998) Special issue : Shallow seismic reflection section – Introduction. Geophysics, 63: 1210-1212

Steeples DW, RD Miller (1990) Seismic reflection methods applied to engineering, environmental, and groundwater problems. Dans : SH Ward (ed.), Geotechnical and Environmental Geophysics, v. I, Tutorial, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, pp. 1-30

Stiff BJ (1999) Mapping surficial sequences in the Green River Lowland of Illinois.

Dans : Abstract with Programs of the Geological Society of America 1999, Annual meeting and exposition, 25-28 octobre 1999, Denver, Colorado, p. A-79

St-Onge DA (1979) Forages au roc, région Nord de Montréal. Université d'Ottawa, Notes de recherche no.22

Stokes CR, Clark CD (1999) Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams. Annals of Glaciology, 28: 67-74

Stokes CR, Clark CD (2001) Palaeo-ice streams. Quaternary Science Reviews, 20: 1437-1457

Terasmae J (1965) Surficial geology of the Cornwall and St. Lawrence Seaway Project areas, Ontario. Geological Survey of Canada, Bulletin 121

Thorleifson LH, Berg RC (éds) (2002) Geological models for groundwater flow modeling. Workshop Extended abstracts, Denver, Colorado, Geological Survey of Canada Open file 1449

Thorleifson LH, Matile GLD, Pyne DM, Keller GR (2001) Construction of a geological model of the Winnipeg region for groundwater modeling. Dans: Thorleifson LH, Berg RC (éds), Geological models for groundwater flow modeling. Workshop Extended abstracts, 35th annual meeting, North-Central Section, Geological Society of America, Illinois, Open file series 2001-1, pp 52-54

Tòth J (1962) A theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta, Canada. Journal of Geophysical Research, 67(11): 4375-4387

Tòth J (1963) A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. Journal of Geophysical Research, 68(16): 4795-4812

Turekian KK (1977) Geochemical distribution of elements. Dans: Encyclopedia of Science and Technology. 4th edition, McGraw Hill, New York, 627-630

Turner KA (1989) The role of three-dimensional information systems in subsurface characterization for hydrogeological applications: Dans: Raper JF (ed.) Three-dimensional applications in geographical information systems, Taylor and Francis, London, pp. 115-127

Turner KA (ed.) (1992) Three-dimensional modeling with geoscientific information systems. NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences, v. 354

U.S. Department of Energy (1997) Regional groundwater flow and tritium transport

modeling and risk assessment of the Underground Test Area, Nevada Test Site, Nevada. U.S. Department of Energy Report DOE/NV-477 (Underground Test Area subproject, Phase I data analysis task, vol. 1, Regional geologic model data documentation package, ITLV/10972-81)

U.S. Environmental Protection Agency [USEPA] (1993) A review of methods for assessing aquifer sensitivity and groundwater vulnerability to pesticide contamination. U.S. Environmental Protection Agency, EPA/813/R-93/002, 147p.

Van Stempvoort D, Ewert LE, Wassenaar L (1993) Aquifer vulnerability index: A GIS-compatible method for groundwater vulnerability mapping. Canadian Water Resources Journal, 18(1):25-37

Van Wambeke L (1960) Geochemical prospecting and appraisal of Niobium-bearing carbonatites by X-Ray methods. Economic Geology, 55: 732-758

Veillette J (1994) Evolution and Paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway. Quaternary Science Reviews, 13: 945-971

Veillette JJ, Nixon FM (1984) Sequence of Quaternary sediments in the Bélanger sand pit, Pointe-Fortune, Québec-Ontario. Géographie et Quaternaire, 38(1): 59-68

Villeneuve J-P., Banton P., Lafrance P, Cambell PGC (1987) A new model for the evaluation of groundwater vulnerability to non-point contamination by pesticides. Dans W. van Duijvenbooden et HG van Waegeningh, éds., Vulnerability of soil and groundwater to pollutants, TNO Commitee on hydrological research, National Institute of Public Health and Environmental Hygiene

Vrba J, Zaporozec A, éds (1994) Guidebook on mapping groundwater vulnerability. International Association of Hydrogeologists, 16

Wagenet RJ, Hutson JL (1987) LEACHM: A finite-difference model for simulating water, salt, and pesticide movement in the plant root zone, Continuum 2. Ithaca, New York State Resources Institute, Cornell University

Weber KJ, van Geuns LC (1990) Framework for constructing clastic reservoir simulation models. Journal Petroleum Technology, 42: 1248-1253, 1296-1297

Wösten JHM, Bannink MH, De Gruijter JJ, Bouma J (1986) A procedure to identify different groups of hydraulic-conductivity and moisture-retention curves for soil horizons. Journal of Hydrology, 86:133-145

Xu C et Dowd PA (2003) Optimal construction and visualisation of geological structures. Computers & Geosciences, 29: 761-773.

Sites internets:

http://www.isgs.uiuc.edu/3DWorkshop/nu_3d_welcome.html (consulté en mai 2004)

http://www.menv.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/index.htm (consulté en juin 2004)

QUATRIÈME PARTIE: LES APPENDICES

APPENDICE A:

RÉSULTATS DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES

Tableau A.1: Analyse des échantillons de surface (majeurs et traces).

Service des Laboratoires

Nom du client: Andrée Bolduc	Préparations: I. Bélanger	APPAREIL UTILISÉ
Projet: Majeurs et traces	Analyses: I. Bélanger	Fusion métaborate
Nom du lot: BA01	Rapport: R. Gosselin	ICP-AES
Numéro laboratoire: 00-0191 à 00-0290	Vérification: R. Gosselin	
Type échantillons: Roche (53)	Date de remise: 15-Jun-00	
Remarques	Valeurs soulignées dépassent les standards de calibration	

Numéro client		Element-oxyde / Raie analytique / Unite / Limite acceptée(dilution 500x) / Numéro labo	ESTANT (NAD 83) X	NORDANT (NAD 83) Y	Dilution	Total %	Loi % 0.010	Al2O3 Al_396.153 % 0.005	CaO Ca_317.933 % 0.005	Fe2O3T Fe_238.204 % 0.005
99BZA0001A	Argile	260500 00-0191	592399	5056190	495	101	6.8	17.2	2.49	7.87
99BZA0001B	Argile	260500 00-0192	592399	5056190	504	101	7.1	17.1	2.64	7.05
99BZA0004D	Diamicton	260500 00-0200	610009	5062406	502	103	6.4	15.3	5.51	5.86
99BZA0007	Diamicton	260500 00-0208	596238	5053145	510	101	18.2	9.57	19.9	3.82
99BZA0008	Sable	260500 00-0209	607182	5055348	492	102	7.9	18.3	2.50	7.56
99BZA0009	Argile	260500 00-0210	593101	5043340	504	102	7.1	17.4	1.44	7.23
99BZA0009A		260500 00-0211	593101	5043340	428	102	4.5	14.5	1.65	5.80
99BZA0014	Diamicton	260500 00-0217	577759	5046527	364	100	27.3	7.40	16.4	3.08
99BZA0016	Sable	260500 00-0218	566482	5055133	493	101	9.5	15.4	4.59	7.91
99BZA0017	Diamicton	260500 00-0219	570344	5059620	518	101	2.4	6.88	.661	2.55
99BZA0021	Diamicton	260500 00-0226	575159	5063225	585	97	1.6	13.8	3.13	4.14
99BZA0022	Diamicton	260500 00-0227	544441	5048896	400	99	6.4	16.8	2.21	6.68
99BZA0023	Diamicton	260500 00-0228	539511	5052200	477	98	1.4	14.4	2.77	5.70
99BZA0024	Diamicton	260500 00-0229	538257	5057139	489	98	1.0	14.0	2.71	5.93
99BZA0026	Diamicton	260500 00-0231	542401	5047396	498	99	5.2	13.2	5.47	5.19
99BZA0027B	Sable	260500 00-0234	568936	5063462	575	116	64.6	24.6	1.31	1.98
99BZA0027C	Sable	260500 00-0235	568936	5063462	365	98	1.8	15.6	3.52	8.72
99BZA0027D	Diamicton	260500 00-0236	568936	5063462	436	100	2.9	15.2	4.44	6.63
99BZA0027E	Diamicton	260500 00-0237	568936	5063462	437	99	2.1	16.5	3.64	5.97
99BZA0028	Diamicton	260500 00-0238	567115	5069490	423	101	3.7	15.6	3.45	6.81
99BZA0029	Gravier	260500 00-0239	564056	5064122	435	107	44.4	17.8	1.72	5.49
99BZA0030	Sable	260500 00-0240	562523	5063968	504	98	5.2	16.6	2.40	5.57

Majeurs et traces (suite)

Numéro client		K2O K_766.490 % 0.005	MgO Mg_280.271 % 0.001	MnO Mn_257.610 % 0.001	Na2O Na_589.592 % 0.003	P2O5 P_213.617 % 0.025	SiO2 Si_212.412 % 0.010	TiO2 Ti_334.940 % 0.001	As As_193.696 ppm 150.000
99BZA0001A	Argile	3.23	3.91	.110	2.55	.205	55.6	.760	< 148.5
99BZA0001B	Argile	3.60	3.56	.102	2.29	.163	56.7	.699	< 151.1
99BZA0004D	Diamicton	3.40	2.65	.0920	2.56	.254	60.1	.792	< 150.7
99BZA0007	Diamicton	2.19	1.66	.0682	1.40	.227	43.1	.521	< 153
99BZA0008	Sable	3.17	3.26	.131	2.63	.165	55.8	.768	< 147.6
99BZA0009	Argile	3.84	2.70	.123	1.71	.187	59.0	.856	< 151.3
99BZA0009A		3.07	1.71	.0536	2.38	.235	67.4	.748	< 128.3
99BZA0014	Diamicton	3.10	11.5	.126	.441	.203	29.7	.379	< 109.1
99BZA0016	Sable	2.76	2.05	.142	2.64	.657	53.4	1.41	< 147.8
99BZA0017	Diamicton	2.10	.531	.0936	.673	.212	84.2	.586	< 155.3
99BZA0021	Diamicton	3.71	1.42	.0631	2.59	.315	65.3	1.17	< 175.5
99BZA0022	Diamicton	3.11	2.73	.134	2.41	.306	56.9	.885	125.
99BZA0023	Diamicton	3.61	1.18	.0862	3.22	.353	64.0	.974	< 143
99BZA0024	Diamicton	3.72	1.31	.109	3.37	.321	63.9	1.06	< 146.6
99BZA0026	Diamicton	3.42	2.66	.0856	2.72	.375	59.3	.941	< 149.4
99BZA0027B	Sable	.559	.560	.0299	.765	.388	21.0	.469	< 172.6
99BZA0027C	Sable	2.76	1.76	.138	3.03	.509	57.4	2.19	132.
99BZA0027D	Diamicton	3.25	2.14	.0914	3.03	.345	60.2	1.02	< 130.7
99BZA0027E	Diamicton	3.03	1.61	.0979	3.09	.366	61.7	.925	< 131
99BZA0028	Diamicton	3.15	1.65	.112	2.91	.423	61.7	1.10	< 127
99BZA0029	Gravier	1.23	.993	.0563	1.24	.556	33.0	.765	< 130.5
99BZA0030	Sable	3.45	1.53	.0809	2.63	.383	59.2	.885	< 151.2

Majeurs et traces (suite)

Numéro client		Ba Ba_455.403 ppm 1.000	Cd Cd_226.502 ppm 12.500	Co Co_230.786 ppm 30.000	Cr Cr_205.560 ppm 15.000	Cu Cu_324.752 ppm 5.000	Ni Ni_232.003 ppm 50.000	Pb Pb_220.353 ppm 115.000	S S_180.669 % 0.015	Sc Sc_361.383 ppm 1.000
99BZA0001A	Argile	706.	< 12.4	< 29.7	171.	57.5	140.	< 113.8	< 0.015	16.2
99BZA0001B	Argile	645.	< 12.6	< 30.2	140.	45.2	65.8	< 115.9	< 0.015	15.4
99BZA0004D	Diamicton	842.	< 12.6	< 30.1	54.6	25.9	< 50.2	< 115.6	.278	13.6
99BZA0007	Diamicton	405.	< 12.7	< 30.6	31.0	19.3	< 51	< 117.3	< 0.015	10.2
99BZA0008	Sable	744.	15.6	< 29.5	154.	47.9	65.3	< 113.1	< 0.015	16.1
99BZA0009	Argile	682.	16.8	< 30.3	85.0	42.9	< 50.4	< 116	< 0.015	15.8
99BZA0009A		555.	17.7	< 25.7	54.0	36.7	< 42.8	< 98.3	< 0.013	12.0
99BZA0014	Diamicton	312.	< 9.1	< 21.8	48.2	17.6	< 36.4	< 83.7	< 0.011	7.68
99BZA0016	Sable	755.	15.5	< 29.6	47.2	18.8	< 49.3	< 113.3	< 0.015	12.9
99BZA0017	Diamicton	372.	< 12.9	< 31.1	108.	12.6	< 51.8	< 119	< 0.016	4.80
99BZA0021	Diamicton	818.	< 14.6	< 35.1	31.0	12.6	< 58.5	< 134.6	.0870	9.10
99BZA0022	Diamicton	658.	14.4	< 24	127.	21.5	< 40	< 91.9	< 0.012	16.7
99BZA0023	Diamicton	782.	< 11.9	< 28.6	22.3	11.2	< 47.7	< 109.6	< 0.014	10.8
99BZA0024	Diamicton	662.	< 12.2	< 29.3	19.2	8.00	< 48.9	< 112.4	< 0.015	10.6
99BZA0026	Diamicton	649.	< 12.4	< 29.9	31.8	11.8	< 49.8	< 114.5	< 0.015	10.6
99BZA0027B	Sable	174.	< 14.4	< 34.5	< 17.3	< 5.8	< 57.5	< 132.3	< 0.017	9.00
99BZA0027C	Sable	705.	17.4	< 21.9	37.7	4.60	< 36.5	< 83.9	< 0.011	15.1
99BZA0027D	Diamicton	813.	11.5	< 26.1	40.6	27.6	< 43.6	< 100.2	.282	13.3
99BZA0027E	Diamicton	818.	< 10.9	< 26.2	30.7	12.5	< 43.7	< 100.4	< 0.013	11.5
99BZA0028	Diamicton	772.	10.8	< 25.4	26.9	11.3	< 42.3	< 97.4	< 0.013	13.8
99BZA0029	Gravier	348.	< 10.9	< 26.1	28.2	< 4.3	< 43.5	< 100	< 0.013	9.97
99BZA0030	Sable	881.	< 12.6	< 30.2	23.1	15.5	< 50.4	< 115.9	< 0.015	11.2

Majeurs et traces (suite)

Numéro client		Sr Sr_421.552 ppm 1.000	V V_292.402 ppm 12.500	Y Y_371.029 ppm 0.250	Zn Zn_213.857 ppm 1.000	Zr Zr_343.823 ppm 5.000
99BZA0001A	Argile	295.	120.	24.8	111.	116.
99BZA0001B	Argile	268.	106.	27.7	95.1	143.
99BZA0004D	Diamicton	413.	92.2	35.0	87.7	257.
99BZA0007	Diamicton	538.	56.0	24.3	68.9	260.
99BZA0008	Sable	298.	113.	18.9	112.	116.
99BZA0009	Argile	243.	123.	34.0	99.2	139.
99BZA0009A		251.	85.0	31.1	78.2	262.
99BZA0014	Diamicton	202.	46.2	18.9	52.0	231.
99BZA0016	Sable	574.	101.	61.9	185.	924.
99BZA0017	Diamicton	157.	30.3	20.7	37.9	554.
99BZA0021	Diamicton	339.	59.4	40.3	68.1	517.
99BZA0022	Diamicton	282.	113.	39.6	81.3	634.
99BZA0023	Diamicton	285.	65.4	60.7	94.6	709.
99BZA0024	Diamicton	247.	62.7	58.2	82.6	864.
99BZA0026	Diamicton	348.	64.3	55.7	63.3	766.
99BZA0027B	Sable	111.	35.7	34.7	42.1	258.
99BZA0027C	Sable	278.	129.	72.6	98.6	1600.
99BZA0027D	Diamicton	398.	88.8	55.1	106.	546.
99BZA0027E	Diamicton	359.	74.5	48.4	83.6	348.
99BZA0028	Diamicton	314.	73.0	99.9	102.	602.
99BZA0029	Gravier	157.	61.7	37.9	89.2	315.
99BZA0030	Sable	262.	65.4	43.1	84.9	359.

Majeurs et traces (suite)

		Element-oxyde	ESTANT	NORDANT				Al2O3	CaO	Fe2O3T
		Raie analytique	(NAD 83)	(NAD 83)	Dilution	Total	Loi	Al_396.153	Ca_317.933	Fe_238.204
		Unite				%	%	%	%	%
		Limite acceptée(dilution 500x)	X	Y			0.010	0.005	0.005	0.005
Numéro client		Numéro labo								
99BZA0034	Diamicton	260500 00-0248	551173	5063944	448	98	1.8	15.0	3.76	7.76
99BZA0035	Diamicton	260500 00-0249	548977	5058682	535	99	3.9	16.9	1.94	5.91
99BZA0036	Diamicton	260500 00-0250	547200	5066217	439	102	1.0	14.6	3.88	8.10
99BZA0037	Diamicton	260500 00-0251	546595	5064147	368	98	2.3	13.9	3.81	7.88
99BZA0039	Diamicton	260500 00-0256	544629	5063756	444	97	0.7	14.4	2.73	5.54
99BZA0040	Gravier	260500 00-0257	543953	5064052	558	97	4.1	13.9	2.95	7.58
99BZA0043	Diamicton	260500 00-0260			481	97	7.6	14.4	2.45	6.17
99BZA0044	Diamicton	260500 00-0261	539628	5064605	422	99	1.1	14.5	3.51	6.50
99BZA0047	Diamicton	260500 00-0264	575371	5037868	492	101	21.0	10.2	11.7	10.1
99BZA0048	Diamicton	260500 00-0265	581947	5047369	502	98	12.9	13.9	4.74	5.33
99BZA0050	Diamicton	260500 00-0268	579367	5055044	500	100	34.0	4.73	21.6	2.03
99BZA0051A	Diamicton	260500 00-0270	579367	5055044	444	100	26.2	8.07	15.9	2.73
99BZA0052	Diamicton	260500 00-0271	581543	5061884	446	99	11.5	12.4	8.82	3.31
99BZA0053	Argile	260500 00-0272	583422	5063995	504	98	4.8	15.7	2.16	5.49
99BZA0053A	Argile	260500 00-0273	583422	5063995	498	98	4.6	15.9	2.36	6.42
99BZA0053B	Diamicton	260500 00-0274	583422	5063995	500	100	17.5	10.1	12.5	3.25
99BZA0054	Diamicton	260500 00-0275	583946	5066163	482	100	24.2	7.95	16.3	2.76
99BZA0056	Diamicton	260500 00-0278	615969	5063896	528	98	7.3	14.8	3.93	6.18
99BZA0057	Diamicton	260500 00-0279	601708	5059133	418	99	7.1	12.7	9.22	4.56
99BZA0058	Diamicton	260500 00-0280	573949	5046349	584	97	10.2	13.4	2.26	6.60
99BZA0059	Diamicton	260500 00-0281	572246	5041475	418	100	16.3	10.6	11.5	3.88
99BZA0060	Diamicton	260500 00-0282	553020	5042826	520	99	12.8	9.81	10.2	4.88
99BZA0061	Diamicton	260500 00-0283	541540	5054316	500	97	2.6	14.0	2.82	5.77
99BZA0062	Diamicton	260500 00-0284	549741	5053882	427	102	30.2	6.29	19.7	2.56
99BZA0063	Diamicton	260500 00-0285	554328	5055378	404	100	4.3	12.5	1.29	5.76
99BZA0064	Argile	260500 00-0286	558615	5048290	484	105	4.5	17.0	2.38	5.98
99BZA0065	Diamicton	260500 00-0287	563407	5054477	466	101	8.0	16.3	1.62	7.48
99BZA0066	Diamicton	260500 00-0288	566288	5048250	569	102	4.5	15.7	2.03	5.60
99BZA0067	Diamicton	260500 00-0289	574297	5055744	516	99	5.7	15.6	2.07	5.18
99BZA0068	Diamicton	260500 00-0290	573622	5052785	508	100	29.5	6.21	18.9	2.53
99BZA0037A	Diamicton	260500 00-0252	546595	5064147	480	99	7.3	12.0	10.8	5.72

Majeurs et traces (suite)

		K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SiO2	TiO2	As
		K_766.490	Mg_280.271	Mn_257.610	Na_589.592	P_213.617	Si_212.412	Ti_334.940	As_193.696
		%	%	%	%	%	%	%	ppm
Numéro client		0.005	0.001	0.001	0.003	0.025	0.010	0.001	150.000
99BZA0034	Diamicton	3.33	1.58	.133	3.23	.639	59.4	1.45	< 134.5
99BZA0035	Diamicton	4.00	1.42	.108	3.38	.350	60.5	.866	< 160.4
99BZA0036	Diamicton	3.07	1.83	.122	3.41	.466	63.4	1.56	< 131.6
99BZA0037	Diamicton	3.31	2.39	.113	2.99	.359	59.9	1.10	< 110.4
99BZA0039	Diamicton	3.84	1.32	.0911	3.50	.285	63.5	.953	< 133.3
99BZA0040	Gravier	3.07	1.74	.115	3.03	.387	58.2	1.19	< 167.4
99BZA0043	Diamicton	2.80	1.35	.0920	2.73	.228	57.8	1.13	< 144.3
99BZA0044	Diamicton	3.45	1.64	.108	3.17	.450	62.8	1.15	< 126.5
99BZA0047	Diamicton	2.85	10.2	1.22	.740	1.05	31.2	.686	< 147.6
99BZA0048	Diamicton	4.75	4.25	.194	.916	.252	49.7	.670	< 150.7
99BZA0050	Diamicton	2.13	14.5	.0688	.317	.0970	19.8	.220	< 149.9
99BZA0051A	Diamicton	3.43	11.6	.0566	.427	.126	30.5	.353	< 133.3
99BZA0052	Diamicton	3.26	5.40	.0545	2.33	.197	50.9	.508	< 133.9
99BZA0053	Argile	3.28	2.42	.0991	2.68	.178	60.7	.644	< 151.3
99BZA0053A	Argile	3.56	2.30	.116	2.58	.285	59.3	.899	< 149.4
99BZA0053B	Diamicton	2.71	8.04	.0544	1.81	.163	42.7	.541	< 150.1
99BZA0054	Diamicton	2.39	10.6	.0761	1.25	.127	33.8	.384	< 144.7
99BZA0056	Diamicton	3.09	2.96	.0935	2.32	.266	56.5	.887	< 158.5
99BZA0057	Diamicton	2.69	1.43	.0692	2.73	.330	57.0	.809	< 125.4
99BZA0058	Diamicton	4.58	1.79	.986	1.18	.520	54.7	.847	< 175.3
99BZA0059	Diamicton	2.54	7.14	.0878	1.80	.214	45.7	.594	< 125.3
99BZA0060	Diamicton	2.47	5.90	.102	1.84	.395	49.7	.890	< 156
99BZA0061	Diamicton	3.71	1.44	.118	2.66	.328	62.8	.937	< 150.1
99BZA0062	Diamicton	2.72	13.5	.0827	.604	.111	25.8	.318	< 128.1
99BZA0063	Diamicton	4.72	1.10	.0681	1.01	.450	65.3	3.01	< 121.3
99BZA0064	Argile	3.13	2.81	.0989	3.14	.149	65.0	.637	< 145.1
99BZA0065	Diamicton	6.69	1.61	.500	1.13	.339	56.6	.813	< 139.8
99BZA0066	Diamicton	4.41	1.39	.148	1.86	.322	64.5	.962	< 170.7
99BZA0067	Diamicton	4.23	1.23	.185	1.94	.363	61.4	1.03	< 154.7
99BZA0068	Diamicton	3.13	12.8	.120	.358	.133	26.3	.350	< 152.4
99BZA0037A	Diamicton	2.83	2.14	.0743	2.65	.275	54.0	.792	< 143.9

Majeurs et traces (suite)

Numéro client		Ba Ba_455.403 ppm 1.000	Cd Cd_226.502 ppm 12.500	Co Co_230.786 ppm 30.000	Cr Cr_205.560 ppm 15.000	Cu Cu_324.752 ppm 5.000	Ni Ni_232.003 ppm 50.000	Pb Pb_220.353 ppm 115.000	S S_180.669 % 0.015	Sc Sc_361.383 ppm 1.000
99BZA0034	Diamicton	749.	13.3	< 26.9	21.0	9.40	< 44.8	< 103.1	< 0.013	12.5
99BZA0035	Diamicton	1026.	< 13.4	< 32.1	28.9	26.4	< 53.5	< 123	< 0.016	10.7
99BZA0036	Diamicton	635.	14.5	< 26.3	41.9	31.0	< 43.9	< 100.9	< 0.013	14.2
99BZA0037	Diamicton	566.	14.4	< 22.1	30.3	23.2	< 36.8	< 84.6	< 0.011	13.9
99BZA0039	Diamicton	627.	< 11.1	< 26.7	23.1	10.4	< 44.4	< 102.2	< 0.013	11.6
99BZA0040	Gravier	606.	< 14	< 33.5	61.5	19.7	< 55.8	< 128.4	< 0.017	12.9
99BZA0043	Diamicton	647.	< 12	< 28.9	30.3	< 4.8	< 48.1	< 110.6	< 0.014	10.6
99BZA0044	Diamicton	776.	12.0	< 25.3	26.2	8.00	< 42.2	< 97	< 0.013	11.6
99BZA0047	Diamicton	2444.	17.2	< 29.5	81.5	41.3	< 49.2	< 113.2	.0280	14.0
99BZA0048	Diamicton	540.	< 12.6	< 30.1	79.4	19.3	< 50.2	< 115.6	< 0.015	12.6
99BZA0050	Diamicton	185.	< 12.5	< 30	< 15	11.2	< 50	< 114.9	< 0.015	5.98
99BZA0051A	Diamicton	281.	< 11.1	< 26.7	48.2	15.3	< 44.4	< 102.2	< 0.013	7.98
99BZA0052	Diamicton	632.	< 11.2	< 26.8	20.9	11.3	< 44.6	< 102.7	< 0.013	8.13
99BZA0053	Argile	716.	< 12.6	< 30.3	85.2	27.2	< 50.4	< 116	< 0.015	13.2
99BZA0053A	Argile	900.	< 12.5	< 29.9	95.2	27.7	< 49.8	< 114.6	< 0.015	13.9
99BZA0053B	Diamicton	447.	< 12.5	< 30	24.0	12.0	< 50	< 115.1	< 0.015	7.30
99BZA0054	Diamicton	357.	< 12.1	< 28.9	15.2	15.2	< 48.2	< 110.9	< 0.014	6.58
99BZA0056	Diamicton	731.	< 13.2	< 31.7	71.3	25.5	< 52.8	< 121.5	< 0.016	14.3
99BZA0057	Diamicton	807.	< 10.4	< 25.1	33.3	8.80	< 41.8	< 96.1	< 0.013	10.4
99BZA0058	Diamicton	782.	< 14.6	< 35.1	64.9	14.2	< 58.4	< 134.4	< 0.018	14.1
99BZA0059	Diamicton	641.	< 10.4	< 25.1	44.2	11.9	< 41.8	< 96.1	< 0.013	9.29
99BZA0060	Diamicton	499.	< 13	< 31.2	45.0	14.3	< 52	< 119.6	< 0.016	9.40
99BZA0061	Diamicton	860.	< 12.5	< 30	27.7	11.7	< 50	< 115.1	< 0.015	11.4
99BZA0062	Diamicton	308.	< 10.7	< 25.6	16.4	18.8	< 42.7	< 98.2	< 0.013	6.31
99BZA0063	Diamicton	813.	15.4	< 24.3	144.	13.9	< 40.4	< 93	< 0.012	9.41
99BZA0064	Argile	665.	17.3	< 29	118.	43.5	< 48.4	< 111.2	< 0.015	13.6
99BZA0065	Diamicton	733.	< 11.6	< 28	61.1	15.4	< 46.6	< 107.2	< 0.014	14.4
99BZA0066	Diamicton	649.	< 14.2	< 34.1	55.2	19.1	< 56.9	< 130.9	< 0.017	11.5
99BZA0067	Diamicton	870.	< 12.9	< 30.9	49.9	11.1	< 51.6	< 118.6	< 0.015	11.3
99BZA0068	Diamicton	263.	< 12.7	< 30.5	22.2	7.90	< 50.8	< 116.8	< 0.015	6.10
99BZA0037A	Diamicton	505.	< 12	< 28.8	20.4	24.5	< 48	< 110.3	< 0.014	11.2

Majeurs et traces (suite)

		Sr	V	Y	Zn	Zr
		Sr_421.552	V_292.402	Y_371.029	Zn_213.857	Zr_343.823
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
		1.000	12.500	0.250	1.000	5.000
Numéro client						
99BZA0034	Diamicton	300.	84.9	71.6	104.	899.
99BZA0035	Diamicton	241.	71.0	48.1	100.	591.
99BZA0036	Diamicton	299.	114.	97.0	100.	1195.
99BZA0037	Diamicton	231.	88.9	84.2	95.0	1021.
99BZA0039	Diamicton	231.	76.0	81.2	82.9	939.
99BZA0040	Gravier	226.	105.	69.3	108.	1104.
99BZA0043	Diamicton	253.	74.2	43.9	86.3	866.
99BZA0044	Diamicton	315.	73.9	64.1	98.3	887.
99BZA0047	Diamicton	1111.	227.	45.1	729.	127.
99BZA0048	Diamicton	228.	79.1	31.4	79.5	268.
99BZA0050	Diamicton	155.	24.5	12.0	61.2	140.
99BZA0051A	Diamicton	182.	39.9	11.4	35.1	120.
99BZA0052	Diamicton	301.	44.3	26.4	45.6	226.
99BZA0053	Argile	294.	85.5	27.7	69.4	192.
99BZA0053A	Argile	320.	93.2	41.7	98.8	273.
99BZA0053B	Diamicton	251.	43.5	23.8	59.9	320.
99BZA0054	Diamicton	252.	40.8	18.9	83.8	221.
99BZA0056	Diamicton	306.	95.4	37.7	90.9	413.
99BZA0057	Diamicton	519.	65.1	36.7	57.6	582.
99BZA0058	Diamicton	286.	83.6	41.2	70.6	364.
99BZA0059	Diamicton	306.	56.5	24.4	51.9	369.
99BZA0060	Diamicton	351.	60.3	41.5	78.8	660.
99BZA0061	Diamicton	283.	70.8	56.7	69.6	612.
99BZA0062	Diamicton	193.	32.5	13.9	104.	132.
99BZA0063	Diamicton	339.	105.	37.6	43.5	934.
99BZA0064	Argile	337.	87.7	19.0	81.3	145.
99BZA0065	Diamicton	329.	76.5	66.4	80.2	635.
99BZA0066	Diamicton	319.	75.9	42.5	69.3	730.
99BZA0067	Diamicton	296.	68.7	48.4	65.8	510.
99BZA0068	Diamicton	197.	25.0	14.3	38.1	220.
99BZA0037A	Diamicton	383.	61.9	57.9	72.2	602.

Tableau A.2: Analyses du contenu en Nb des échantillons de till.

Service des Laboratoires					
Nom du client	Majeurs et traces	Préparations	I. Bélanger	APPAREIL UTILISÉ	
Projet	Andrée Bolduc	Analyses	I. Bélanger	Fusion métaborate	
Nom du lot	BA01	Rapport	R. Gosselin	ICP-AES	
Numéro laboratoire	00-0191 à 00-0290	Vérification	R. Gosselin		
Type échantillons	Roche (53)	Date de remise	15-Jun-00		
Remarques	Valeurs soulignées dépassent les standards de calibration				
	Element	ESTANT	NORDANT	Nb	Dilution/ 1000
	Masse analytique	(NAD 83)	(NAD 83)	Nb_93	
	Unité			ppm	
	Limite acceptée(dilution 1000x)	X	Y	0.02	1
Numéro client	Numéro labo				
99-PIA-R001A	091500Ech-00-0415	575032	5044372	13.2	5.5
99-PIA-R006	091500Ech-00-0416	572411	5041402	12.8	4.3
99-PIA-R009	091500Ech-00-0417	576778	5038109	79.3	4.7
99-PIA-R010	091500Ech-00-0418	576041	5038621	21.5	4.1
99-PIA-R011	091500Ech-00-0419	574521	5037531	31.0	4.4
99-PIA-R012	091500Ech-00-0420	571181	5036071	33.6	4.8
99-PIA-R014	091500Ech-00-0421	569420	5038120	19.7	5.5
99-PIA-R015	091500Ech-00-0422	570232	5036821	39.8	5.2
99-PIA-R016	091500Ech-00-0423	550131	5049771	14.9	4.4
99-PIA-R017	091500Ech-00-0424	561656	5042091	26.7	4.5
99-PIA-R020	091500Ech-00-0425	582629	5033221	36.6	4.6
99-PIA-R022	091500Ech-00-0426	585932	5036422	10.5	4.9
99-PIA-R023	091500Ech-00-0427	584046	5036782	15.0	4.8
99-PIA-R024	091500Ech-00-0428	576693	5031658	21.2	4.9
99-PIA-R029	091500Ech-00-0429	568906	5033632	39.2	3.6
99-PIA-R031	091500Ech-00-0430	556762	5045587	80.0	4.3
99-PIA-R033	091500Ech-00-0431	552061	5044291	50.5	3.8
99-PIA-R037	091500Ech-00-0432	556672	5041947	47.7	3.4
99-PIA-R020	Duplicata 00-0425	582629	5033221	35.7	5.2

Tableau A.3: Autres analyses pour le Nb, les Terres Rares et d'autres éléments traces.

Laboratoire INRS-ETE

Nom du client: ICP-MS-Niobium
Projet: Martin Ross
Numéro laboratoire: 02-1164 à 02-1182
Type échantillons: 19 roches
Date remise: 27-Jun-02

Service des laboratoires
Préparations : I. Bélanger 654-2614
Analyses : R. Gosselin 654-2643
Rapport : R. Gosselin
Appareillage pour préparation : Fluxeur Claisse
Analyse : ICP-MS - Vg - PQ2

Remarques: **Valeurs soulignées = dépassent les standards de calibration**
Rb et Cs Semi-quantitatif et blanc analytique Plomb soustrait (7.4 ppm)

	Element	**ESTANT**	**NORDANT**	**Rb**	**Y**	**Zr**	**Nb**	**Cs**	**La**	**Ce**	**Pr**
	Masse analytique	**(NAD 83)**	**(NAD 83)**	Rb_85	Y_89	Zr_90	Nb_93	Cs_133	La_139	Ce_140	Pr_141
	Unité			ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Numero du client	Limite Instrumentale	**X**	**Y**	.000003	.00002	.00001	.000005	.000003	.000002	.000002	.000001
99-PIA-r018	02-1164	557127	5042171	60.308	43.93	504.6	49.44	.73	60.28	120.91	13.23
99-PIA-r019	02-1165	591772	5041421	86.482	18.84	219.8	10.16	1.78	27.70	59.50	6.48
99-PIA-r021	02-1166	586708	5036822	137.980	48.17	503.8	24.98	4.20	55.50	119.40	13.14
99-PIA-r025	02-1167	575836	5029850	73.814	41.71	697.2	31.89	1.23	52.39	108.17	12.92
99-PIA-r026	02-1168	576584	5029936	69.110	41.58	686.3	77.23	1.88	73.10	205.17	17.55
99-PIA-r027	02-1169	585308	5032511	87.867	34.21	273.6	18.74	2.72	41.84	81.27	10.03
99-PIA-r028	02-1170	568017	5033766	78.277	40.64	488.8	34.86	1.76	58.73	394.34	14.63
01-PIA-r007	02-1171	554816	5042197	77.269	99.18	441.1	234.60	1.31	149.54	328.09	33.09
01-PIA-r008	02-1172	553320	5042852	121.13	50.57	515.3	26.66	2.22	74.55	167.51	18.28
01-PIA-r009	02-1173	552590	5042842	29.32	32.98	351.5	21.25	.29	36.86	77.44	9.01
01-PIA-r010	02-1174	551639	5043416	55.27	29.89	353.6	26.78	.87	40.61	87.55	9.70
01-PIA-r011a	02-1175	547575	5043312	53.97	39.45	566.0	22.94	.74	43.28	99.19	11.08
01-PIA-r011b	02-1176	547575	5043312	47.73	34.13	440.2	20.60	.64	40.81	91.99	10.11
01-PIA-r011c	02-1177	547575	5043312	61.81	42.36	483.2	40.32	.71	59.97	124.60	13.44
01-PIA-r012	02-1178	554719	5035778	48.99	30.05	464.8	22.61	.76	35.84	79.11	8.61
01-PIA-r013	02-1179	556620	5035479	48.94	28.46	370.1	12.68	.72	30.97	70.57	8.08
01-PIA-r014	02-1180	556458	5035091	67.30	34.93	495.3	20.30	1.24	43.99	95.89	11.06
01-PIA-r015	02-1181	548781	5029346	77.62	21.30	720.4	21.04	2.09	22.44	48.14	5.24
AH-99-16	02-1182	566227	5048158	47.22	25.38	337.2	18.67	.92	32.95	75.52	8.55

Résultats ICP-MS (suite)

Element		Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
Masse analytique		Nd_146	Sm_147	Eu_151	Gd_157	Tb_159	Dy_163	Ho_165	Er_167	Tm_169	Yb_174
Unité		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Numero du client	Limite Instrumentale	.000002	.000002	.000001	.000005	.000001	.000002	.0000001	.000002	.000001	.000002
99-PIA-r018	02-1164	50.94	9.20	2.30	8.28	1.10	6.42	1.29	3.64	.51	3.20
99-PIA-r019	02-1165	24.58	4.42	1.00	3.78	.50	2.87	.58	1.60	.23	1.46
99-PIA-r021	02-1166	51.08	9.64	2.29	8.94	1.18	7.28	1.51	4.36	.63	4.14
99-PIA-r025	02-1167	51.38	9.41	2.17	8.45	1.12	6.60	1.37	3.81	.56	3.61
99-PIA-r026	02-1168	68.04	11.77	2.84	10.01	1.32	7.44	1.45	4.04	.57	3.66
99-PIA-r027	02-1169	40.11	7.43	1.74	6.68	.90	5.17	1.08	2.96	.41	2.70
99-PIA-r028	02-1170	57.42	10.59	2.42	9.34	1.28	7.49	1.43	4.08	.58	3.73
01-PIA-r007	02-1171	126.74	21.91	5.15	19.37	2.44	13.90	2.77	7.68	1.05	6.71
01-PIA-r008	02-1172	69.28	12.23	2.33	10.39	1.38	8.00	1.56	4.44	.61	3.88
01-PIA-r009	02-1173	36.07	6.55	1.54	6.15	.82	4.82	1.00	2.83	.39	2.53
01-PIA-r010	02-1174	37.95	6.93	1.78	6.25	.84	4.85	.97	2.70	.38	2.48
01-PIA-r011a	02-1175	44.53	8.50	2.08	7.98	1.10	6.67	1.36	3.94	.55	3.62
01-PIA-r011b	02-1176	40.13	7.47	1.75	6.77	.94	5.61	1.13	3.30	.47	3.06
01-PIA-r011c	02-1177	52.07	9.27	2.25	8.36	1.11	6.61	1.31	3.70	.52	3.31
01-PIA-r012	02-1178	34.32	6.30	1.51	5.71	.77	4.56	.92	2.67	.38	2.48
01-PIA-r013	02-1179	32.60	6.33	1.59	5.80	.80	4.82	.96	2.79	.40	2.54
01-PIA-r014	02-1180	44.19	8.27	2.03	7.43	1.02	6.24	1.25	3.64	.53	3.45
01-PIA-r015	02-1181	20.28	3.57	.86	3.37	.50	3.39	.77	2.53	.40	2.77
AH-99-16	02-1182	34.67	6.45	1.65	5.91	.78	4.64	.93	2.68	.38	2.42

Résultats ICP-MS (suite)

Element		Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	Sr	Ba	Dilution	
Masse analytique		Lu_175	Hf_178	Ta_181	Pb_208	Th_232	U_238	Sr_88	Ba_137	analytique	
Unité		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Numero du client	Limite Instrumentale	.000001	.000002	.000001	.000005	.000010	.000003	.00002	.00002		RE
99-PIA-r018	02-1164	.49	10.43	1.67	10.00	7.41	1.82	471	747	4493	325.72
99-PIA-r019	02-1165	.22	4.92	.62	6.69	6.73	1.68	254	416	4953	153.76
99-PIA-r021	02-1166	.63	11.80	1.29	12.00	11.46	2.68	276	602	4868	327.91
99-PIA-r025	02-1167	.55	16.93	1.66	9.97	9.29	2.28	391	857	4919	304.22
99-PIA-r026	02-1168	.54	16.95	4.63	10.10	16.58	3.53	275	626	4892	449.09
99-PIA-r027	02-1169	.41	6.93	.97	11.33	9.65	2.48	366	412	4885	236.92
99-PIA-r028	02-1170	.54	12.58	1.09	12.38	16.60	3.11	259	600	4874	607.24
01-PIA-r007	02-1171	1.03	7.23	3.93	14.21	17.29	4.51	511	799	4247	818.65
01-PIA-r008	02-1172	.59	11.18	1.07	12.92	10.27	2.47	272	875	4830	425.60
01-PIA-r009	02-1173	.39	7.82	1.03	6.71	4.93	1.64	241	264	4858	219.37
01-PIA-r010	02-1174	.38	8.65	1.29	17.32	6.46	1.96	318	547	4809	233.27
01-PIA-r011a	02-1175	.56	14.25	1.01	13.35	6.87	1.74	380	779	4888	273.92
01-PIA-r011b	02-1176	.46	11.21	.91	10.61	7.64	1.61	355	788	4720	248.12
01-PIA-r011c	02-1177	.51	10.49	1.49	14.31	6.69	2.16	414	636	4712	329.40
01-PIA-r012	02-1178	.38	10.74	1.01	12.42	6.58	2.54	345	573	4489	213.61
01-PIA-r013	02-1179	.39	9.27	.73	8.09	4.74	1.27	317	643	4483	197.11
01-PIA-r014	02-1180	.53	13.81	1.10	14.15	8.38	2.18	353	815	4872	264.44
01-PIA-r015	02-1181	.46	21.26	1.55	6.25	13.93	2.67	185	623	4501	136.04
AH-99-16	02-1182	.36	9.36	1.19	13.24	5.86	1.85	329	556	4717	203.28

Tableau A.4: Analyses des échantillons de till dans les forages.

Laboratoire INRS-ETE

Projet: AES Majeurs et traces
Nom du client: Martin Ross
Numéro laboratoire: 02-1159 à 02-1163
Type échantillons: 5 roches
Date remise: 27-Jun-02

Service des laboratoires
Préparations : I. Bélanger 654-2614
Analyses : I. Bélanger
Rapport : R. Gosselin 654-2643
Appareillage pour préparation : Fluxeur Claisse
analyse : ICP-AES - Optima 3000

Remarques: Valeurs soulignées dépassent les standards de calibration

	Element-oxyde	ESTANT	NORDANT				Al2O3	CaO
	Raie analytique	(NAD 83)	(NAD 83)	Dilution	Total	Loi	Al_396.153	Ca_317.933
	Unite			analytique	%	%	%	%
Numéro client	Limite Instrumentale	X	Y				0.00003	0.000003
STJPH-67.3m	02-1159	579773	5042208	503	100.6	**19.2**	9.27	<u>15.2</u>
STJPH-81.7m	02-1160	579773	5042208	513	101.5	**17.5**	9.39	<u>15.4</u>
00_CHS2-39.2m	02-1161	558357	5049490	521	100.5	**11.0**	10.8	8.09
00_CHS2-49.18m	02-1162	558357	5049490	500	100.5	**5.8**	13.6	6.95
00_CHS2-56.2m	02-1163	558357	5049490	504	99.9	**4.3**	14.2	6.49

	Element-oxyde	Fe2O3T	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	S
	Raie analytique	Fe_238.204	K_766.490	Mg_280.271	Mn_257.610	Na_589.592	P_213.617	S_180.669
	Unite	%	%	%	%	%	%	%
Numéro client	Limite Instrumentale	0.00004	0.00001	0.00005	0.000001	0.000005	0.00005	0.00001
STJPH-67.3m	02-1159	3.60	3.25	6.37	.110	.896	.315	.285
STJPH-81.7m	02-1160	3.87	2.82	4.14	.117	.802	.311	.234
00_CHS2-39.2m	02-1161	5.14	2.77	4.99	.162	1.57	.547	.186
00_CHS2-49.18m	02-1162	5.43	2.67	2.91	.0912	2.71	.327	.0919
00_CHS2-56.2m	02-1163	6.02	2.60	2.45	.0911	2.83	.380	.0720

Résultats AES (suite)

	Element-oxyde	SiO2	TiO2	As	Ba	Cd	Co
	Raie analytique	Si_212.412	Ti_334.940	As_193.696	Ba_455.403	Cd_226.502	Co_230.786
	Unite	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm
Numéro client	Limite Instrumentale	0.00001	0.000001	0.12	0.002	0.04	0.02
STJPH-67.3m	02-1159	41.4	.605	<60.4	755.	<20.1	11.7
STJPH-81.7m	02-1160	46.0	.658	<61.6	769.	<20.5	12.8
00_CHS2-39.2m	02-1161	53.9	1.09	<62.6	962.	<20.9	16.4
00_CHS2-49.18m	02-1162	58.8	.969	<60	665.	<20	10.2
00_CHS2-56.2m	02-1163	59.2	1.12	<60.4	659.	<20.1	10.6

	Element-oxyde	Cr	Cu	Ni	Sc	Sr	V
	Raie analytique	Cr_205.560	Cu_324.752	Ni_231.604	Sc_361.383	Sr_421.552	V_292.402
	Unite	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Numéro client	Limite Instrumentale	0.02	0.01	0.05	0.0005	0.002	0.02
STJPH-67.3m	02-1159	48.5	24.0	35.7	8.38	533.	56.5
STJPH-81.7m	02-1160	62.3	17.3	39.1	9.20	631.	65.5
00_CHS2-39.2m	02-1161	117.	33.4	67.5	11.3	529.	100.
00_CHS2-49.18m	02-1162	10.0	5.90	25.0	9.85	371.	72.4
00_CHS2-56.2m	02-1163	10.1	7.30	25.2	10.1	374.	80.8

	Element-oxyde	Zn	Y	Zr	La	Pb
	Raie analytique	Zn_213.857	Y_371.029	Zr_343.823	La_408.672	Pb_220.353
	Unite	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Numéro client	Limite Instrumentale	0.006	0.004	0.006	0.01	0.1
STJPH-67.3m	02-1159	86.0	25.3	375.	44.4	<50.3
STJPH-81.7m	02-1160	81.7	25.6	379.	55.3	<51.3
00_CHS2-39.2m	02-1161	222.	43.7	445.	73.2	<52.1
00_CHS2-49.18m	02-1162	80.2	40.6	418.	30.9	<50
00_CHS2-56.2m	02-1163	85.3	42.8	417.	30.0	<50.4

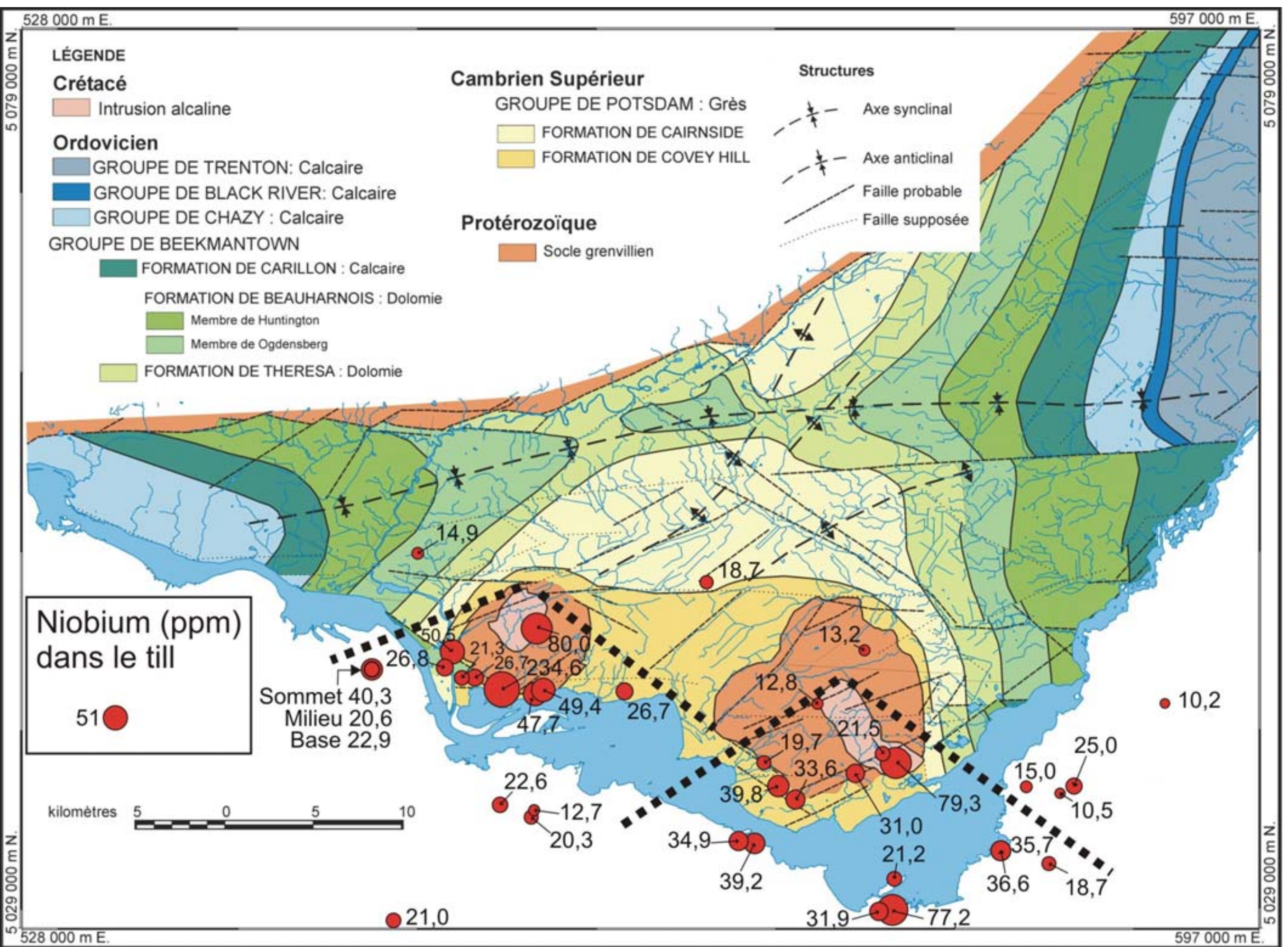
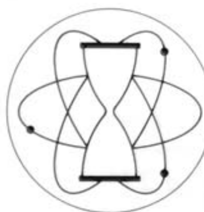


Figure A.1: Carte de la distribution du Nb dans le till de surface. Les lignes grasses en pointillées représentent les limites approximatives des trainées de dispersion. Celles-ci montrent l'influence des deux principales phases d'écoulement glaciaire régionales (sud-est et sud-ouest; cf. Chap. 2). Le bruit de fond est d'environ 15 ppm.

APPENDICE B:

RÉSULTATS DES ANALYSES GÉOCHRONOLOGIQUES



GEOCHRON LABORATORIES
a division of Krueger Enterprises, Inc.

711 Concord Avenue ✦ Cambridge, Massachusetts 02138-1002 ✦ USA
t (617) 876-3691 *f* (617) 661-0148 www.geochronlabs.com

RADIOCARBON AGE DETERMINATION — REPORT OF ANALYTICAL WORK

Our Sample No.	**GX-28862-AMS**	Date Received:	01/24/2002
Your Reference:	letter dated 01/23/2002	Date Reported:	03/15/2002

Submitted by: Dr. Michel Parent
Centre Géoscientifique de Québec
880, chemin Ste-Foy, bureau 840
C.P. 7500
Sainte-Foy (QC)
G1V 4C7 Canada

Sample Name: **00-CHS2-28.4**

AGE = **11140 ± 40 ^{14}C years BP (^{13}C corrected)**

Description: Sample of shell.

Pretreatment: The shells were cleaned thoroughly in an ultrasonic cleaner. They were then leached thoroughly with dilute HCl to remove additional surficial material which may have been altered, and to be sure only fresh carbonate material was used. The cleaned shells were then hydrolyzed with HCl, under vacuum, and the carbon dioxide was recovered for analysis.

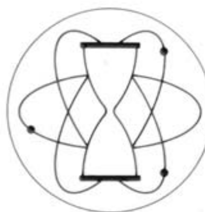
The sample was very small and analysis by accelerator mass spectrometry (AMS) was required.

Comments:

$\delta^{13}C_{PDB}$ = **- 4.3 ‰**

Notes: This date is based upon the Libby half life (5570 years) for ^{14}C. The error is +/- 1 s as judged by the analytical data alone. Our modern standard is 95% of the activity of N.B.S. Oxalic Acid.

The age is referenced to the year A.D. 1950.



GEOCHRON LABORATORIES
a division of Krueger Enterprises, Inc.

711 Concord Avenue ✦ Cambridge, Massachusetts 02138-1002 ✦ USA
t (617) 876-3691 *f* (617) 661-0148 www.geochronlabs.com

RADIOCARBON AGE DETERMINATION — REPORT OF ANALYTICAL WORK

Our Sample No.	**GX-28861-AMS**	Date Received:	01/24/2002
Your Reference:	letter dated 01/23/2002	Date Reported:	03/15/2002

Submitted by: Dr. Michel Parent
Centre Géoscientifique de Québec
880, chemin Ste-Foy, bureau 840
C.P. 7500
Sainte-Foy (QC)
G1V 4C7 Canada

Sample Name: **2000-BZA-J2**

AGE = **10450 ± 40 ^{14}C years BP (^{13}C corrected)**

Description: Sample of shell.

Pretreatment: The shells were cleaned thoroughly in an ultrasonic cleaner. They were then leached thoroughly with dilute HCl to remove additional surficial material which may have been altered, and to be sure only fresh carbonate material was used. The cleaned shells were then hydrolyzed with HCl, under vacuum, and the carbon dioxide was recovered for analysis.

The sample was very small and analysis by accelerator mass spectrometry (AMS) was required.

Comments:

$\delta^{13}C_{PDB}$ = **- 1.8 ‰**

Notes: This date is based upon the Libby half life (5570 years) for ^{14}C. The error is +/- 1 s as judged by the analytical data alone. Our modern standard is 95% of the activity of N.B.S. Oxalic Acid.

The age is referenced to the year A.D. 1950.

Dr. Michel Parent — Report Date: 3/20/2003

Natural Resources Canada — Material Received: 2/27/2003

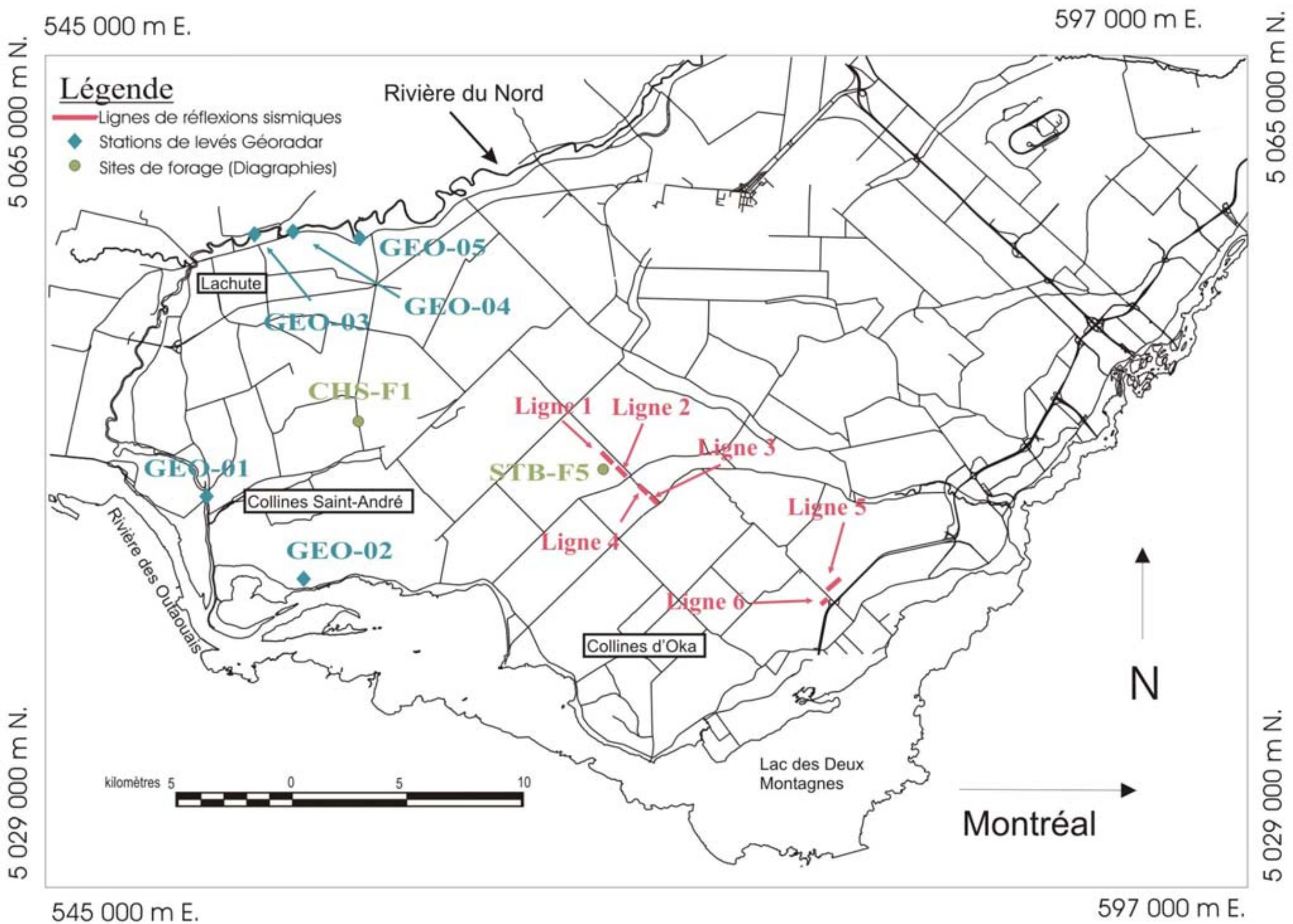
Sample Data	Measured Radiocarbon Age	13C/12C Ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 176905 SAMPLE : 99-PIA-R004B ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (wood): acid/alkali/acid	> 48350 BP	-26.8 o/oo	> 48320 BP
Beta - 176906 SAMPLE : 99-PIA-R057A ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (shell): acid etch	10560 +/- 60 BP	-2.3 o/oo	10930 +/- 60 BP

2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 10920 to 10920 (Cal BP 12880 to 12870) AND Cal BC 10870 to 9990 (Cal BP 12820 to 11940) Cal BC 9950 to 9940 (Cal BP 11900 to 11890) AND Cal BC 9870 to 9810 (Cal BP 11820 to 11760)

APPENDICE C

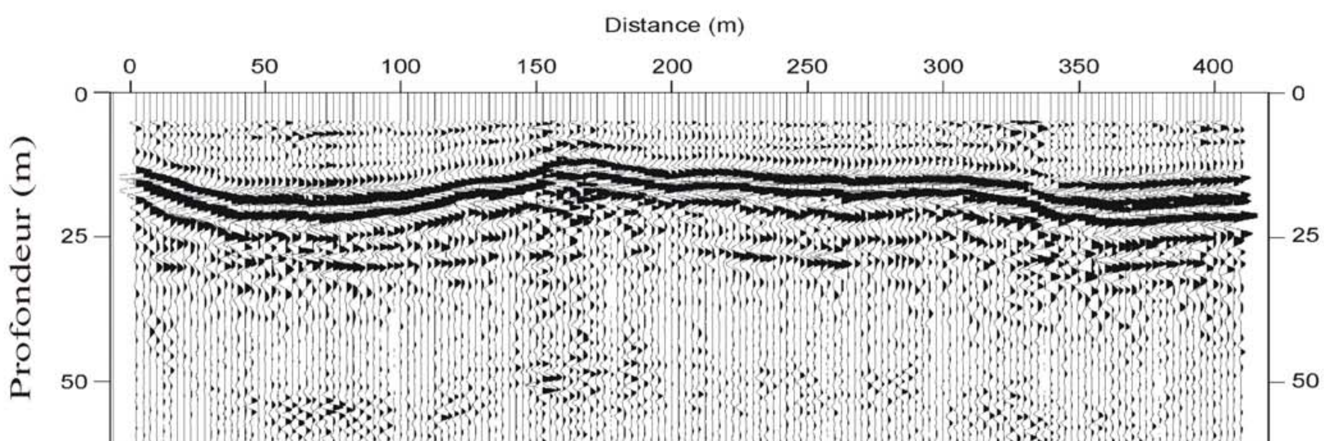
AUTRES LEVÉS SISMIQUES, LEVÉS DE GÉORADAR ET DIAGRAPHIES

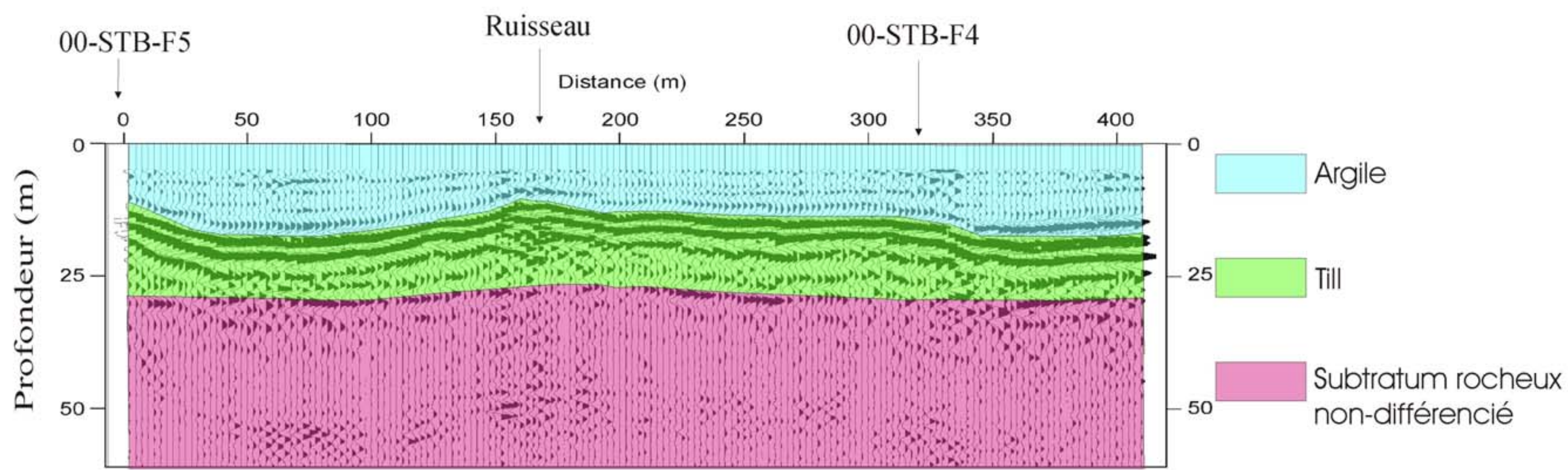
Localisation des sites de données géophysiques [1]



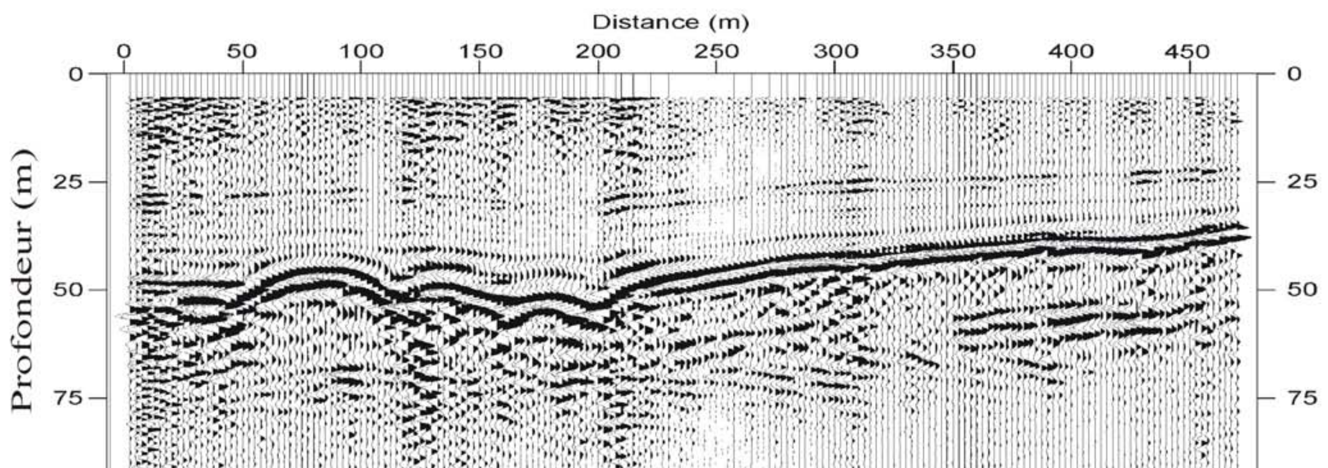
1 Les données décrites au chapitre 2 ne figurent pas sur cette carte.

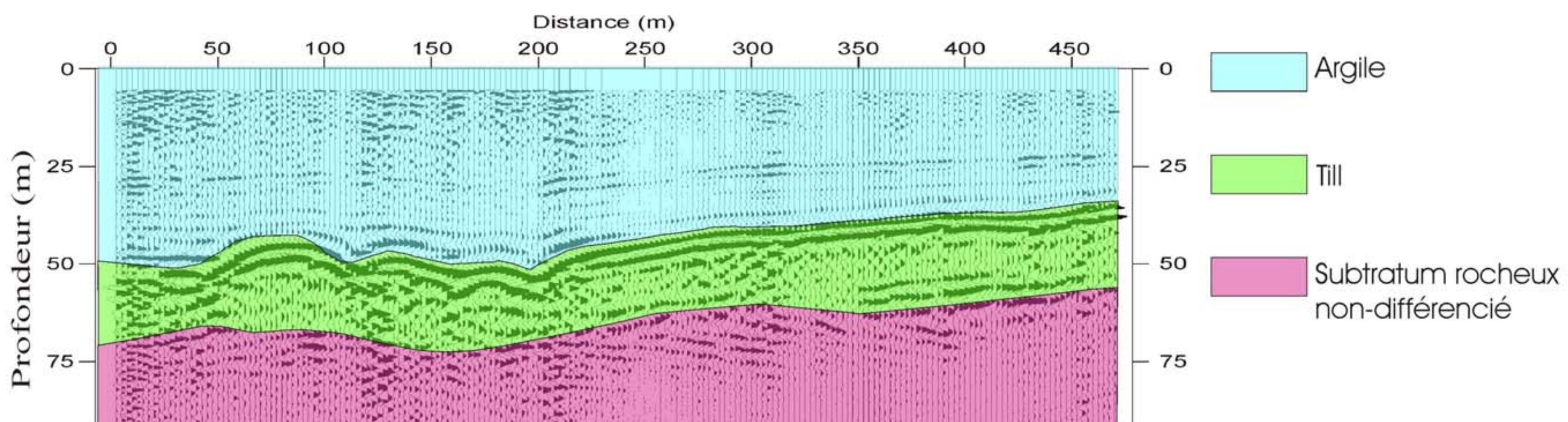
Réflexion sismique - Ligne 1



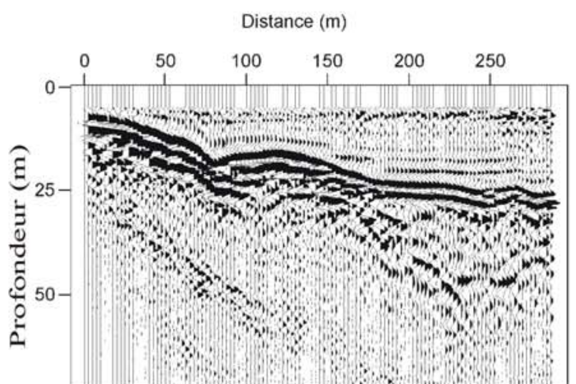


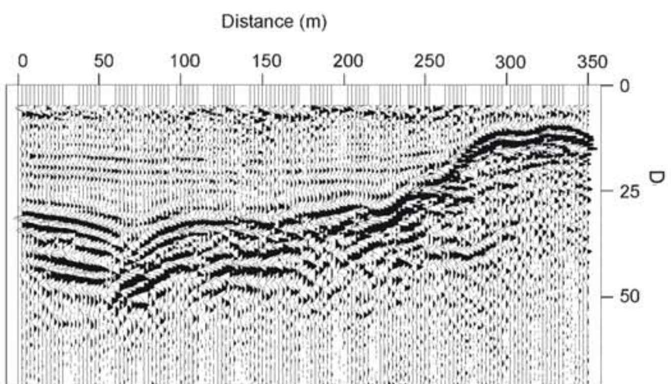
Réflexion sismique - Ligne 2



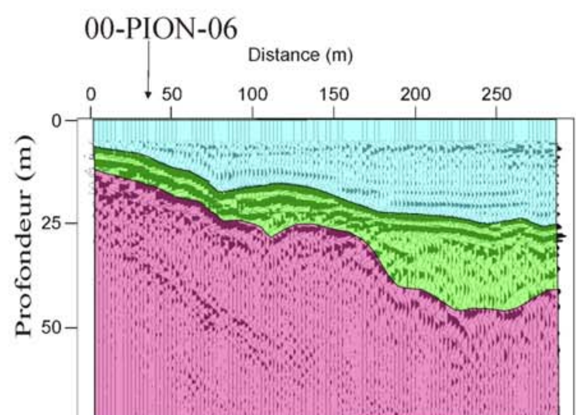


Réflexions sismiques - Ligne 3 et Ligne 4



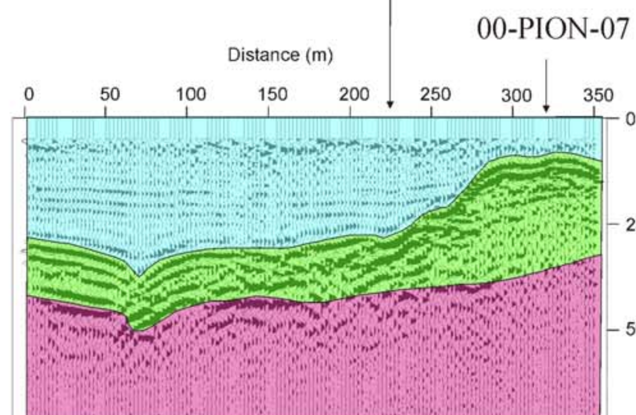


00-PION-06



00-PION-05

00-PION-07



Argile

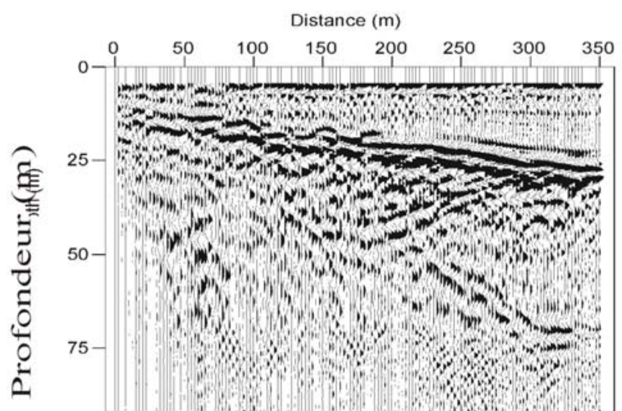
Till

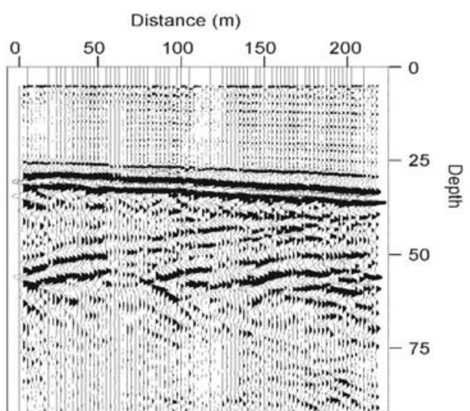
Subtratum rocheux non-différencié

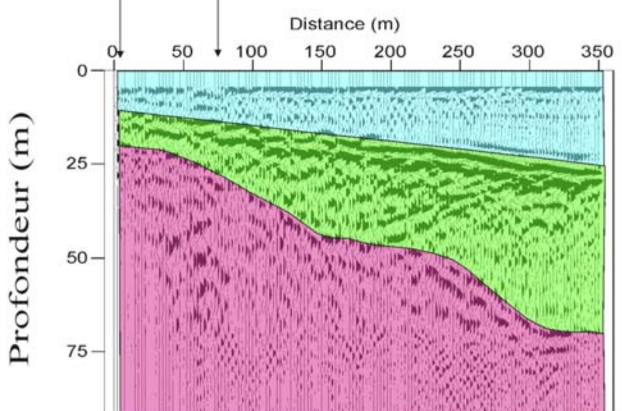
Ligne 3

Ligne 4

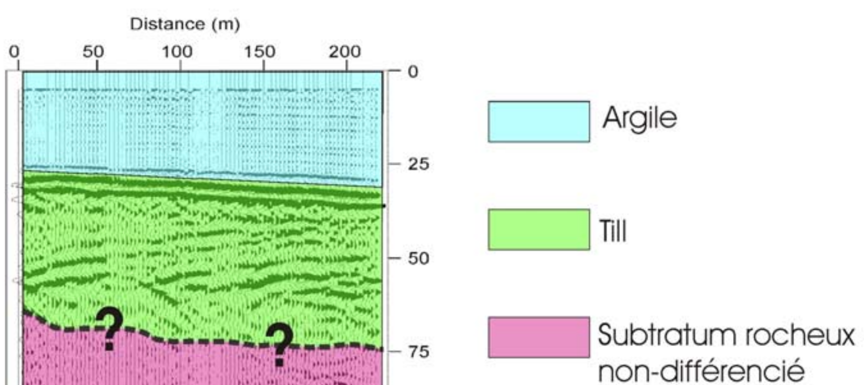
Réflexions sismiques - Ligne 5 et Ligne 6





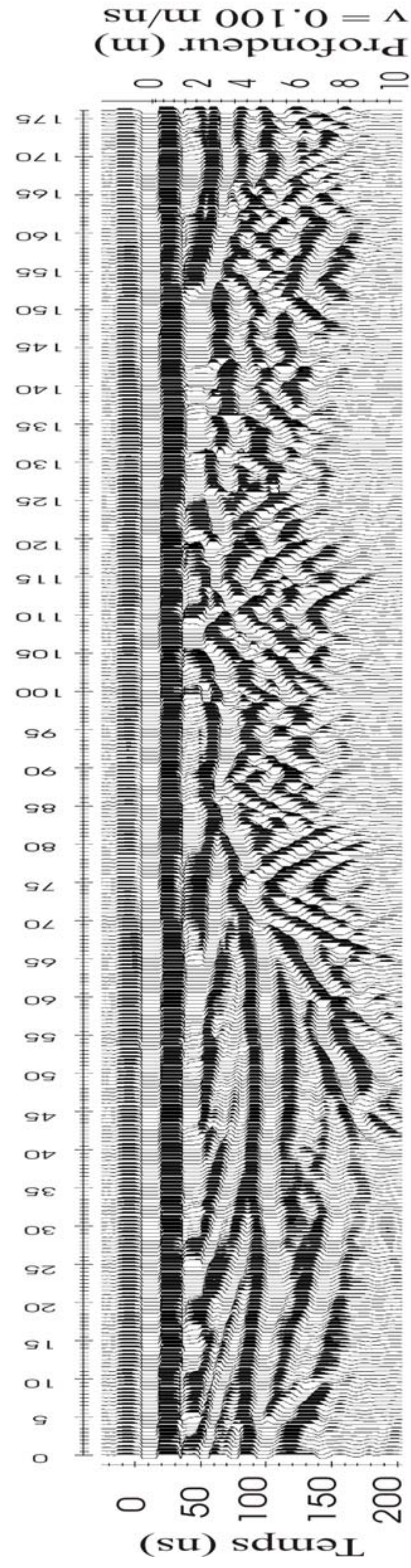


Ligne 6

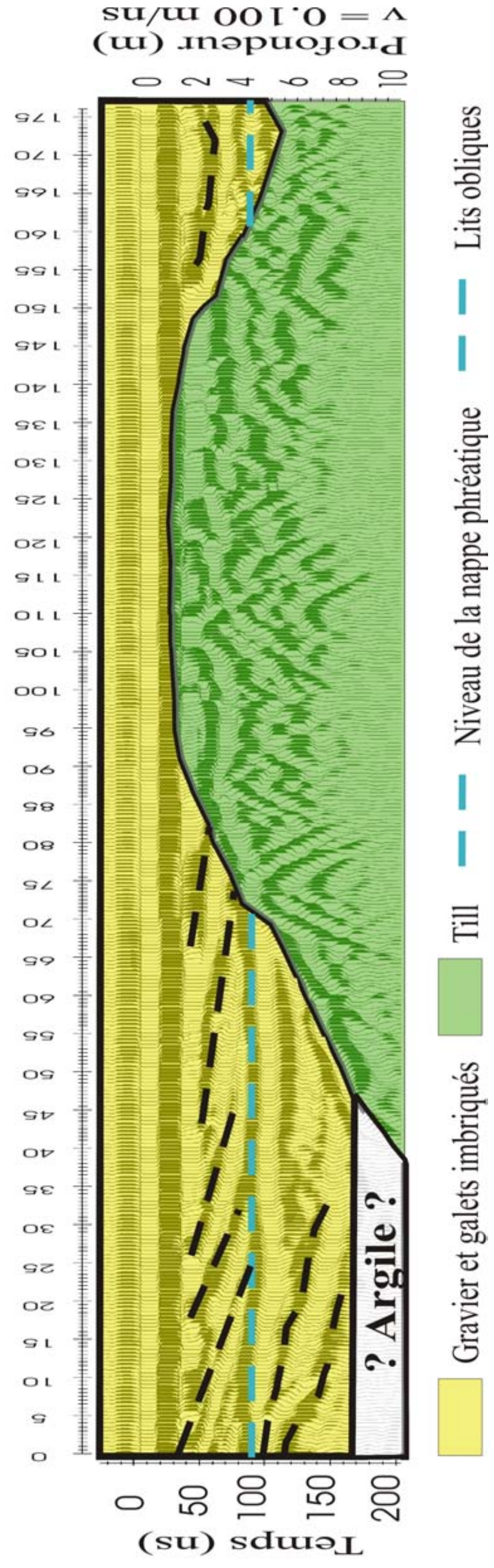


Ligne 5

GEO-01

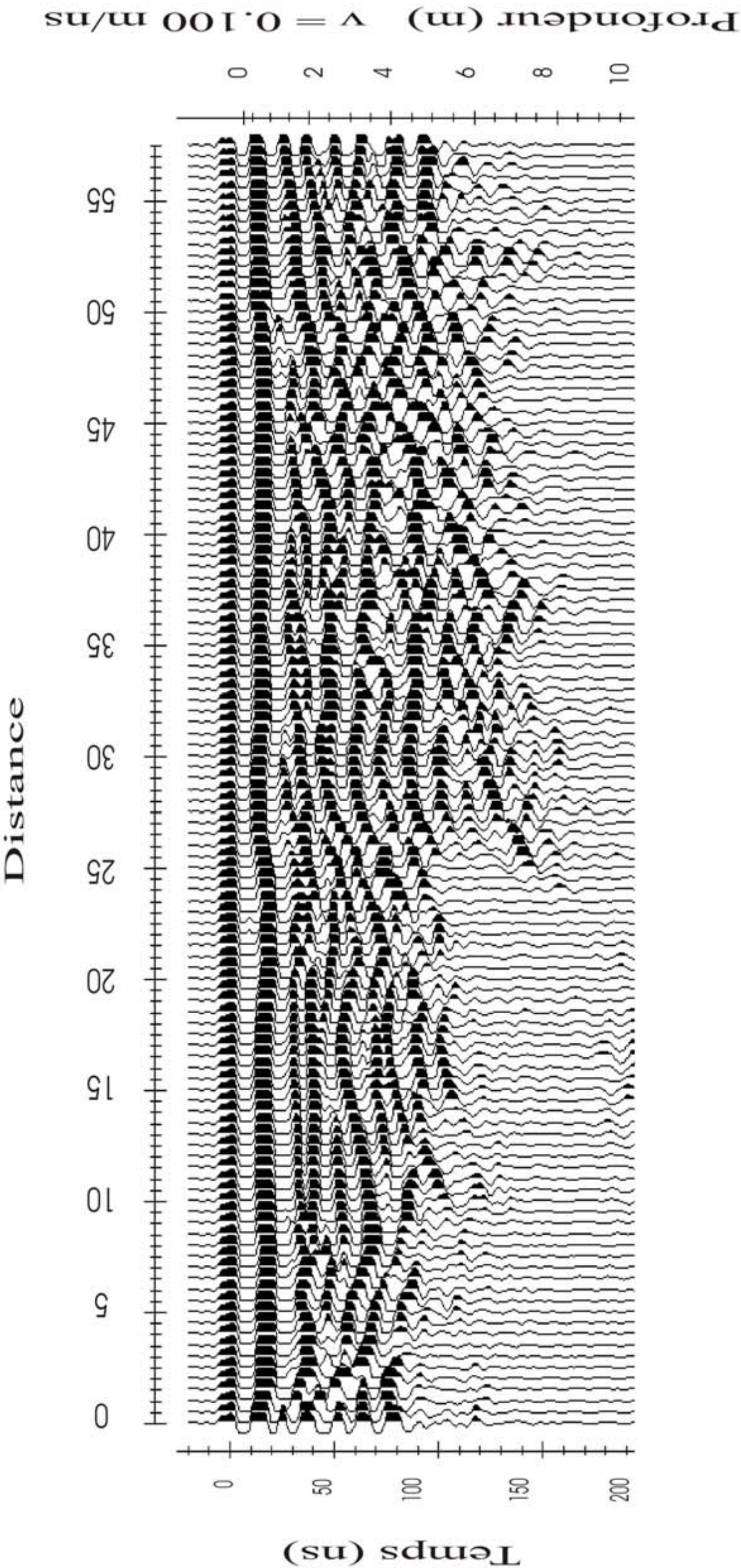


Distance
Profondeur (m)
v = 0.100 m/ns
Temps (ns)

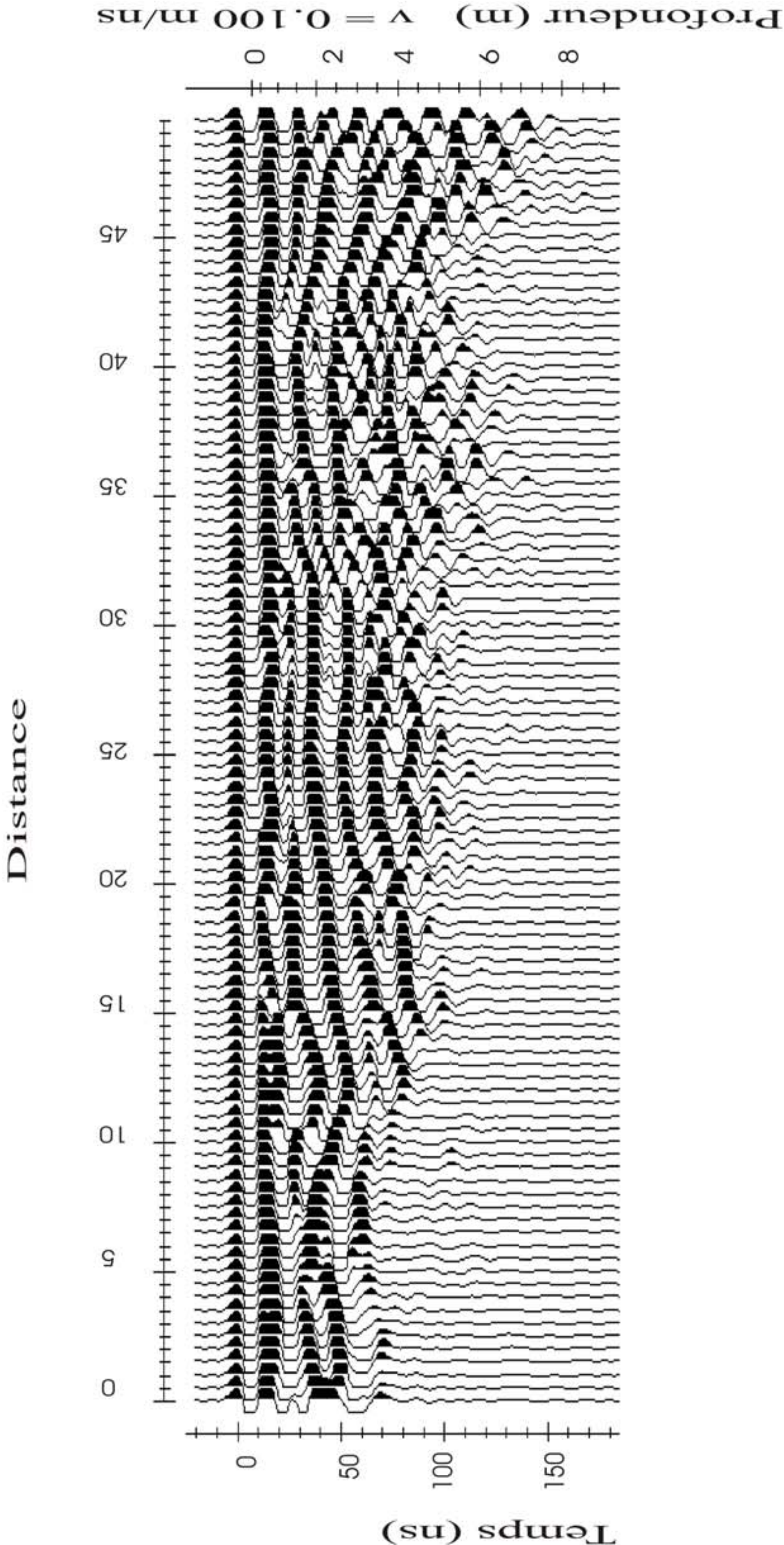


Distance
Profondeur (m)
v = 0.100 m/ns
Temps (ns)
? Argile ?
Gravier et galets imbriqués
Till
Niveau de la nappe phréatique
Lits obliques

GEO-02A

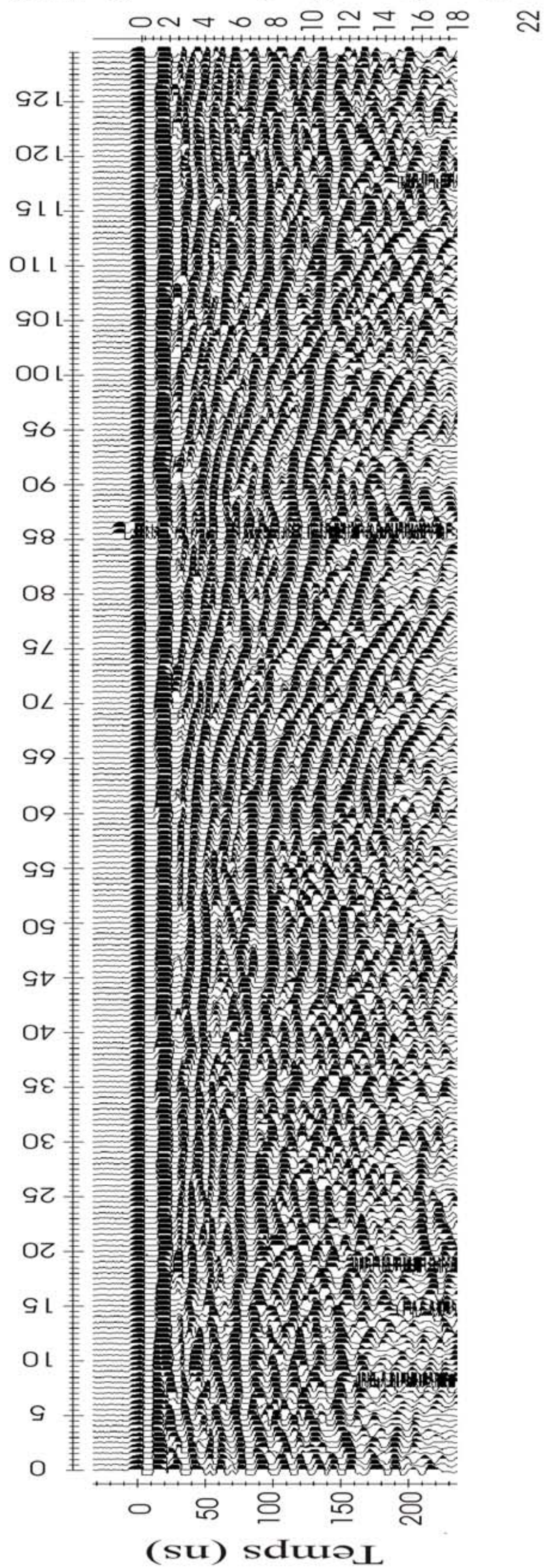

Profondeur (m)
v = 0.100 m/ns
0
2
4
6
8
10
Distance
0
5
10
15
20
25
30
35
40
45
50
55
Temps (ns)
0
50
100
150
200

GEO-02B

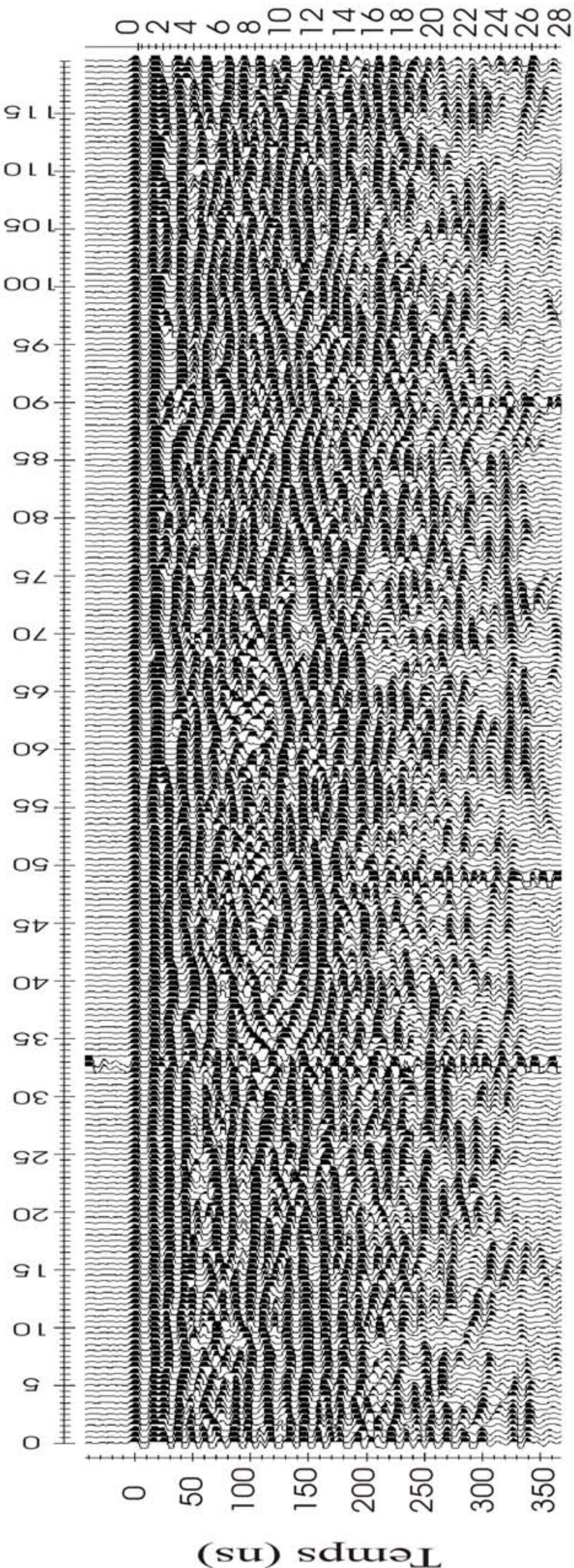

Distance
Profondeur (m) v = 0.100 m/ns
Temps (ns)
0
5
10
15
20
25
30
35
40
45
0
2
4
6
8
0
50
100
150

GEO-03

Distance

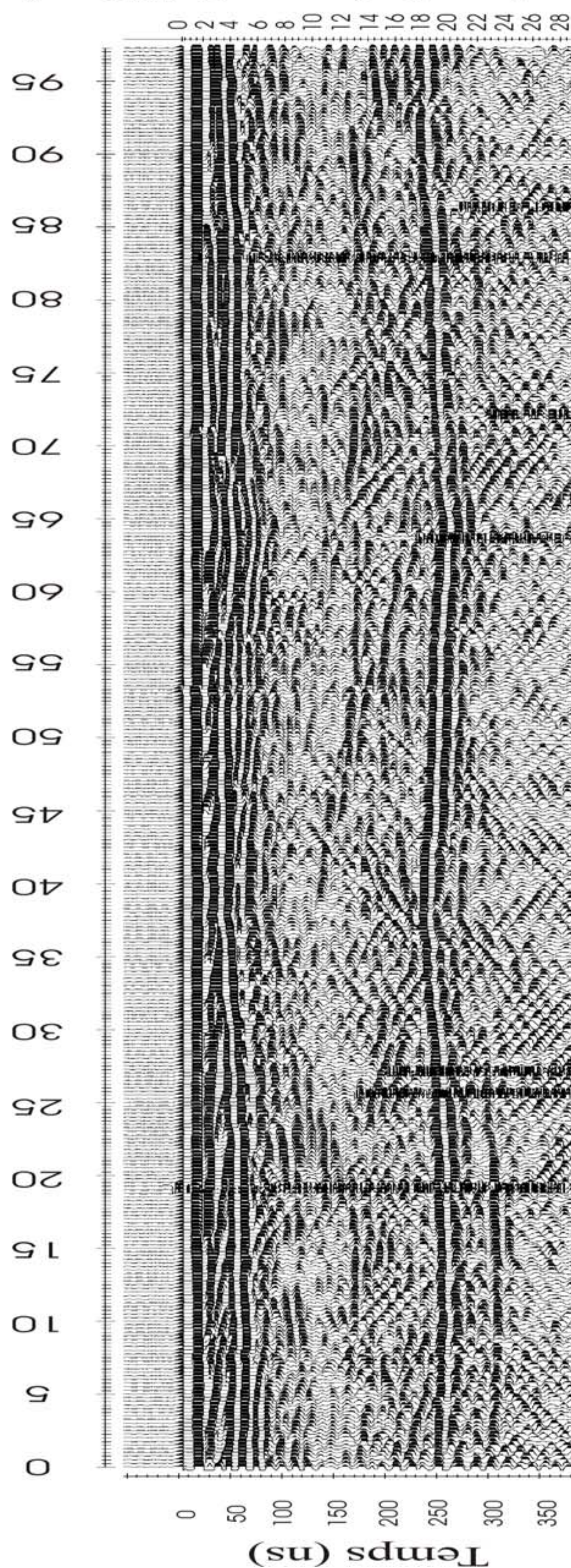


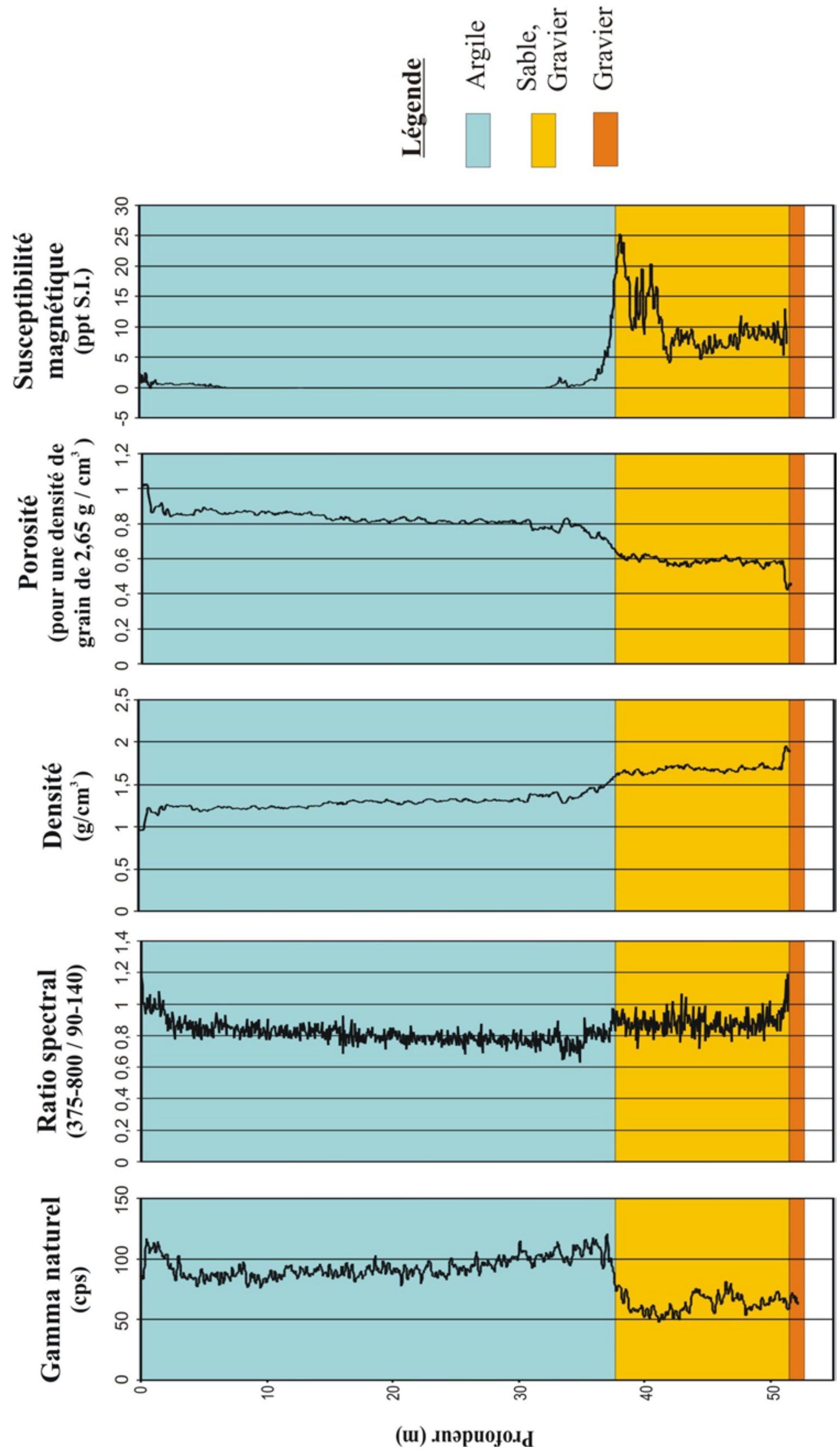
GEO-04



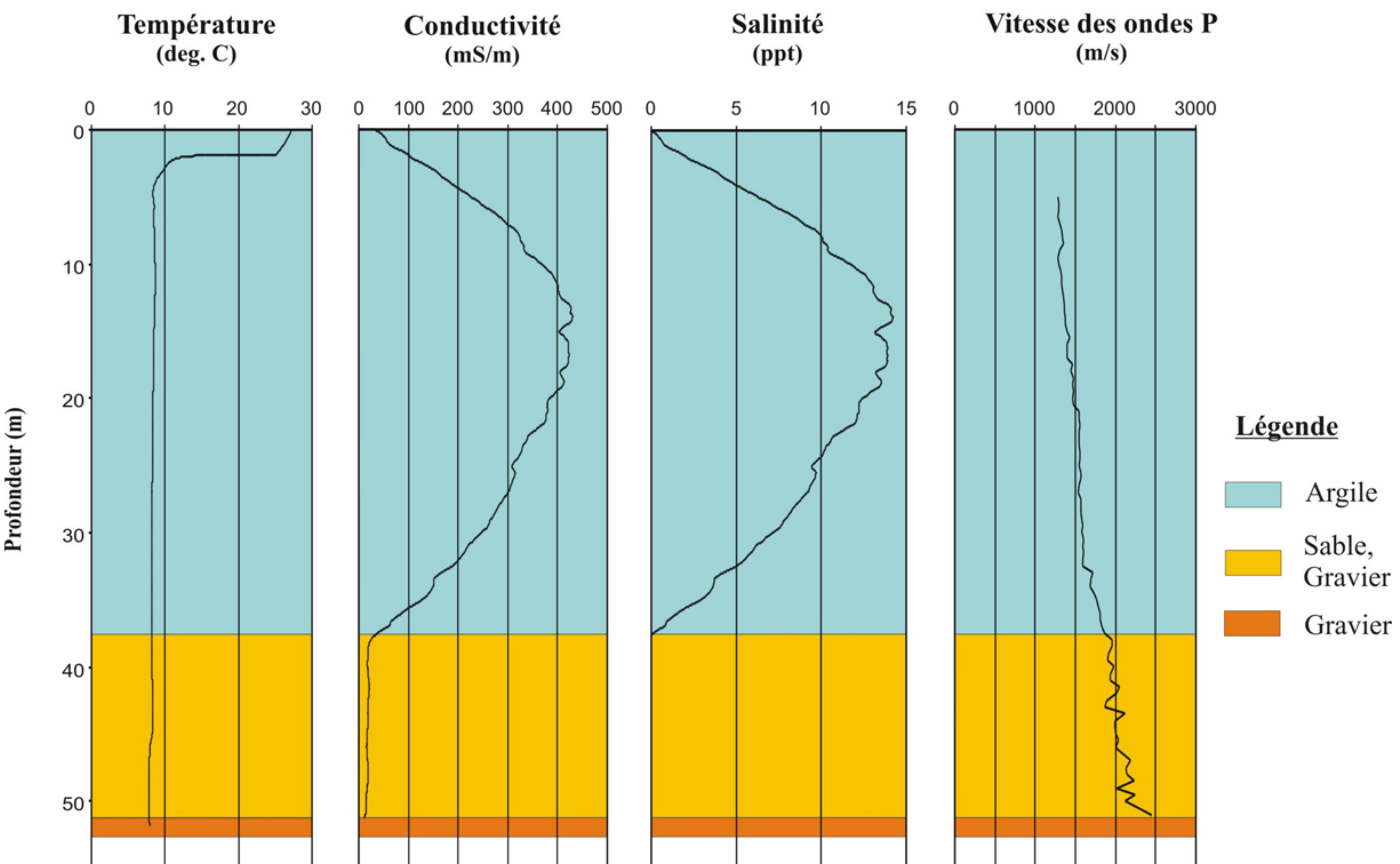
GEO-05

Distance

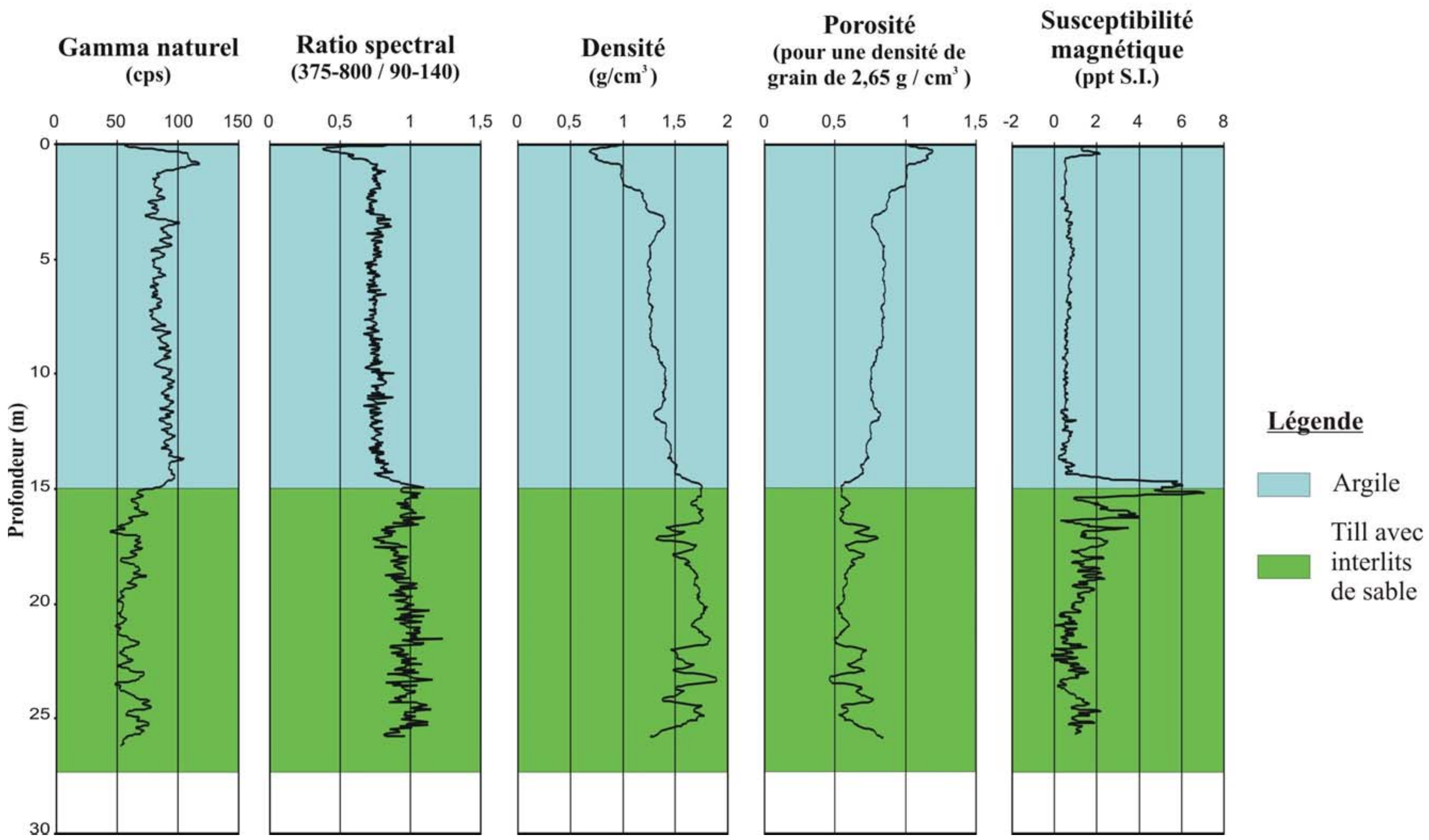


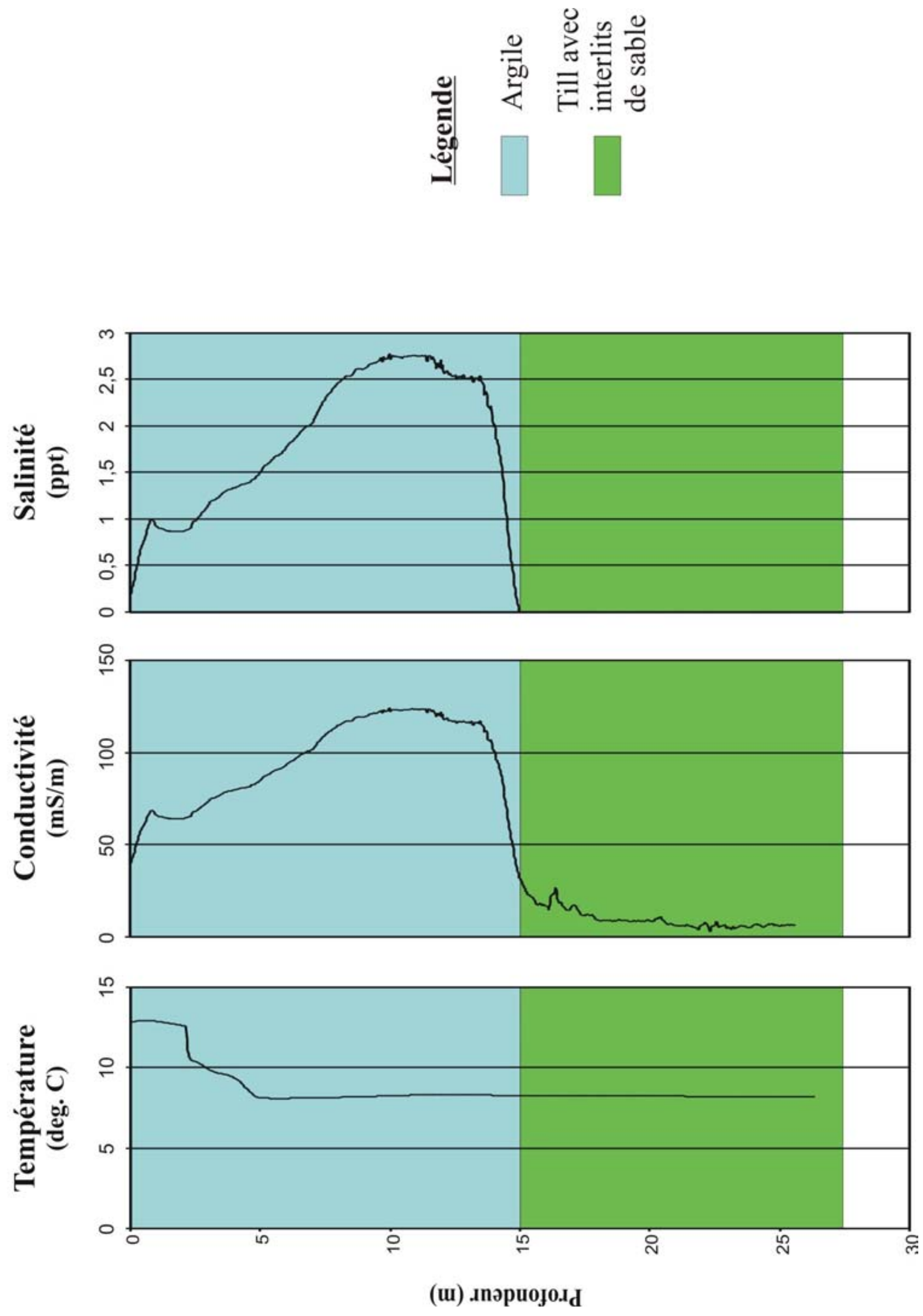


00-CHS-F1
X:558 400 Y:5 049 005
Légende
Argile
Sable, Gravier
Gravier
Gamma naturel (cps)
Ratio spectral (375-800 / 90-140)
Densité (g/cm³)
Porosité (pour une densité de grain de 2,65 g / cm³)
Susceptibilité magnétique (ppt S.I.)
Profondeur (m)



00-CHS-F1
X:558 400 Y:5 049 005
Température (deg. C)
Conductivité (mS/m)
Salinité (ppt)
Vitesse des ondes P (m/s)
Profondeur (m)
Légende
Argile
Sable, Gravier
Gravier


00-STB-F5
X:569 150 Y:5 047 870
Gamma naturel
(cps)
Ratio spectral
(375-800 / 90-140)
Densité
(g/cm³)
Porosité
(pour une densité de grain de 2,65 g / cm³)
Susceptibilité magnétique
(ppt S.I.)
Profondeur (m)
Légende
Argile
Till avec interlits de sable


00-STB-F5
X:569 150 Y:5 047 870
Légende
Argile
Till avec interlits de sable
Salinité (ppt)
0 0,5 1 1,5 2 2,5 3
Conductivité (mS/m)
0 50 100 150
Température (deg. C)
0 5 10 15
Profondeur (m)
0 5 10 15 20 25 30

APPENDICE D

LES COMMANDES ET LES SCRIPTS (GOCAD) UTILISÉS DANS LA CARTOGRAPHIE DE LA VULNÉRABILITÉ

L'Appendice D contient les commandes utilisées dans gOcad pour cartographier la vulnérabilité à l'aide d'un modèle géologique surfacique (MSG) 3D. Voir le Chapitre 4 pour les explications.

Info générale :

Espacement des noeuds de la grille en x et en y: 200 mètres; identique au fichier piézo de D.Paradis (cf. Paradis 2002)

Surface piézométrique provient du fichier de D. Paradis (cf. Paradis 2002)

Porosité (littérature)

Infiltration: données adaptées de Hamel (2002)

Calcul et représentation cartographique effectuée avec le logiciel gOcad.

1) Paramètres et scripts pour calculer le temps de transport advectif de la recharge à l'aide d'une grille 2D contenant toutes les informations du MSG (x, y, z, épaisseur de chaque unité) :

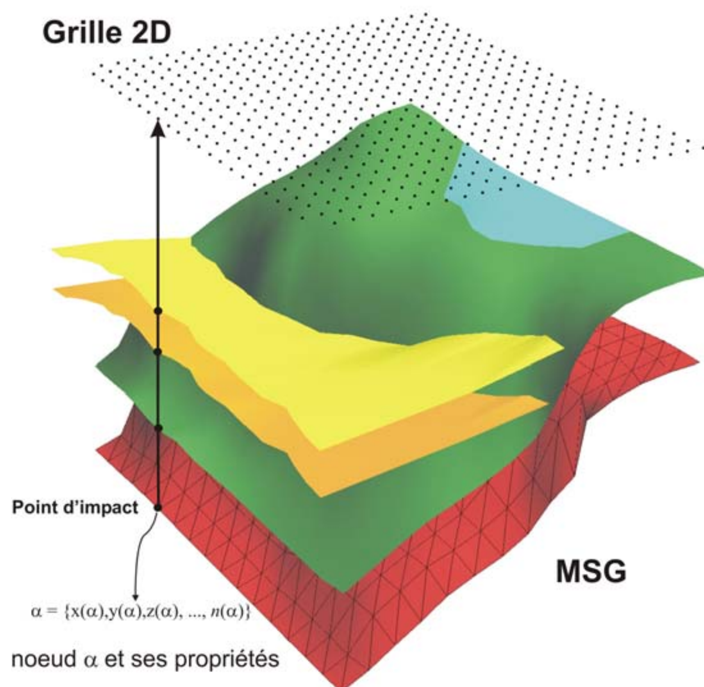


Figure D.1 : Transfert vertical des données du MSG vers une grille 2D.

Note : Les scripts présentés dans cette section ont été utilisés pour le MSG de la région à l'étude. Il faut donc adapter ces scripts pour les utiliser avec un autre MSG.

Propriétés:

X, Y, Z: coordonnées des noeuds de la grille
piezo: données piézométriques
Topo_real: données topographiques
Zroc_real: élévation du roc
TKtot1: épaisseur des sédiments quaternaires
TKtot: épaisseur totale de la séquence (sédiments quat. + roc non-saturée)
TKsable: épaisseur des unités sableuses au-dessus de l'argile marine
TKMa: épaisseur de l'argile marine
TKGx: épaisseur des sédiments fluvioglaciaires
TKtill: épaisseur du till
TKpt: épaisseur des sédiments sous le till
TK_roc: épaisseur de roc non-saturé
Infiltration: données d'infiltration
q : flux vertical
KMa: conductivité hydraulique de l'argile 10^{-10} à 10^{-8} m/s
dh : différence de charge hydraulique
Tv_* : temps de transport advectif de la recharge

Infiltration maximale moyenne (période entre 1993 et 2000) par type de sédiments (Hamel 2002)

Sable régressifs = 7.61×10^{-9} m/s ou 240 mm/an

Argile marine = 4.75×10^{-9} m/s ou 150 mm/an

Gravier fluvioglaciaire = 9.51×10^{-9} m/s ou 300 mm/an

Till = 6.34×10^{-9} m/s ou 200 mm/an

Roc fracturé = 9.51×10^{-9} m/s ou 300 mm/an

Infiltration minimale et maximale (période entre 1993 et 2000) par type de sédiments (en partie d'après Hamel 2002)

Sable régressifs = 5.55×10^{-9} m/s à 9.51×10^{-9} m/s ou 175 mm/an à 300 mm/an

Argile marine = 1.58×10^{-9} m/s à 4.76×10^{-9} m/s ou 50 mm/an à 150 mm/an

Gravier fluvioglaciaire = 6.34×10^{-9} m/s à 1.27×10^{-8} m/s ou 200 mm/an à 400 mm/an

Till = 3.17×10^{-9} m/s à 6.34×10^{-9} m/s ou 100 mm/an à 200 mm/an

Roc fracturé = 3.17×10^{-9} m/s à 9.51×10^{-9} m/s ou 100 mm/an à 300 mm/an

Porosité minimale et maximale (littérature)

Sable régressifs = 25 à 45%
Argile marine = 35 à 55%
Gravier fluvioglaciaire = 25 à 35%
Till = 15 à 30%
Sédiments sous le till: 25 à 50%
Roc fracturé = 0.5 à 5%

L'utilisation des scripts dans gOcad:

Les calculs sont effectués dans gOcad à l'aide de scripts. Les scripts sont appliquées avec l'outil "Apply Script On object..." dans le menu "Compute"

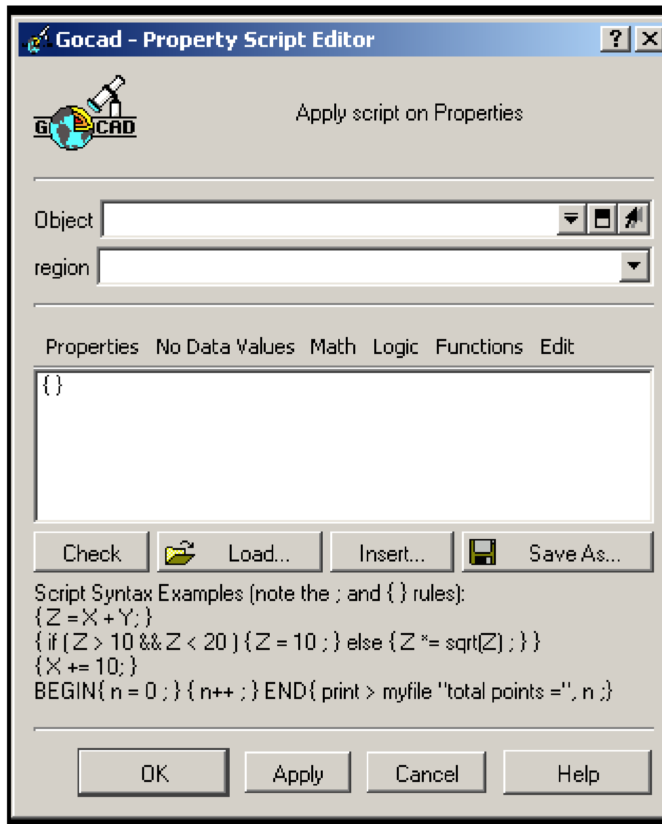


Figure D.2: La fenêtre des scripts.

A) Le script avec paramètres fixes

/*l'épaisseur de roc non-saturée*/

{if (piezo < Zroc_real) {TKroc = Zroc_real – piezo;} else {TKroc = 0;}

/*l'épaisseur des sédiments quaternaires*/

{TKtot1 = TKsabl + TKMa + TKGx + TKtill + TKpt;}

```
/*l'épaisseur totale*/
{TKtot = TKsabl + TKMa + TKGx + TKtill + TKpt + TK_roc;}

/*Les données d'infiltration sont attribuées en fonction de l'unité de surface*/

/*le sable est l'unité de surface*/
{if(TKsabl != TKsabl_NDV ) { Infiltration =7.61e-009;}

/*l'argile est l'unité de surface*/
if(TKsabl == TKsabl_NDV && TKMa >= 1) { Infiltration =4.75e-009;}

/*le gravier fluvioglaciaire est l'unité de surface*/
if( TKsabl == TKsabl_NDV && TKMa < 1 && TKGx > 0) { Infiltration =9.51e-009;}

/*le till est l'unité de surface*/
if( TKsabl == TKsabl_NDV && TKMa < 1 && TKGx == TKGx_NDV && TKtill > 0)
{ Infiltration =6.34e-009;}

/*le roc est l'unité de surface*/
if( Infiltration == Infiltration_NDV ) { Infiltration =9.51e-009;}

/*calcul de dh*/
if( Topo_real < 0) {dh = dh_NDV ;} else {dh =( Topo_real -2)- piezo ;}

/*calcul du flux vertical*/
if( TKMa > 0) { q = Kma *( dh / TKMa );} else { q = Infiltration ;}
if( q >= Infiltration ) { q2 = Infiltration ;} else { q2 = q ;}

/*calcul du temps de parcours vertical pour chaque unité*/
if(TKsabl != TKsabl_NDV) {Tv_sabl = TKsabl / (q2 / 0.3) ;}
```

```
if(TKMa != TKMa_NDV) {Tv_Ma = TKMa / (q2 / 0.45);}
if(TKGx != TKGx_NDV) {Tv_Gx = TKGx / (q2 / 0.35);}
if(TKtill != TKtill_NDV) {Tv_Till = TKtill / (q2 / 0.1);}
if(TKPt != TKPt_NDV) {Tv_Pt = TKPt / (q2 / 0.3);}
if(TK_roc != TK_roc_NDV) {Tv_Roc = TK_roc / (q2 / 0.01);}

/*calcul du temps de parcours vertical total en années*/
if(TKtot != TKtot_NDV) {Tv_tot = (Tv_Roc + Tv_Pt + Tv_Till + Tv_Gx + Tv_Ma +
Tv_sabl)/31536000;}

/*Enlever les zones de flux vers le haut*/
if( piezo > Topo_real ) { Tv_tot = Tv_tot_NDV ;}
if( dh < 0 && TKMa != TKMa_NDV ) { Tv_tot = Tv_tot_NDV ;}}
```

****

Pour visualiser les résultats selon des classes établies:

1) Create region;
2) Initialize from Property range

Note: Ne pas utiliser de minimum pour la première classe. Juste un max. à 0.5 an.

<u>B) Le script avec les paramètres "Infiltration", "porosité" et K (argile) déterminés par une fonction aléatoire: trand(min, mode, max).</u>

```
/*l'épaisseur de roc non-saturée*/
{if (piezo < Zroc_real) {TKroc = Zroc_real – piezo;} else {TKroc = 0;}

/*l'épaisseur des sédiments quaternaires*/
{TKtot1 = TKsabl + TKMa + TKGx + TKtill + TKpt;}
```

```
/*l'épaisseur totale*/
{TKtot = TKsabl + TKMa + TKGx + TKtill + TKpt + TK_roc;}

/*attribution des valeurs d'infiltration de l'unité de surface*/

/*le sable fluviatile , eolien etc est l'unité de surface*/
{if (TKsabl != TKsabl_NDV ) { Infiltration = trand(5.55e-009, 7.60e-009, 9.51e-009);}

/*l'argile est l'unité de surface*/
if (TKsabl == TKsabl_NDV && TKMa >= 1) { Infiltration = trand (1.58e-009, 3.00e-
009, 4.76e-009);}

/*le gravier fluvioglaciaire est l'unité de surface*/
if ( TKsabl == TKsabl_NDV && TKMa < 1 && TKGx > 0) { Infiltration = trand (6.34e-
009, 9.51e-009, 1.27e-008);}

/*le till est l'unité de surface*/
if ( TKsabl == TKsabl_NDV && TKMa < 1 && TKGx == TKGx_NDV && TKtill > 0)
{ Infiltration = trand(3.17e-009, 5.50e-009, 6.34e-009);}

/*donc, on suppose que l'argile < 1m a généralement les proprietes d'infiltration de l'unite
sous-jacente*/

/*le roc est l'unité de surface*/
if (TKtot1 == TKtot1_NDV) { Infiltration = trand(3.17e-009, 6.00e-009, 9.51e-009);}
if ( Zroc_real == Zroc_real_NDV ) { Infiltration = Infiltration_NDV ;}

/*calcul du flux vertical*/
if ( TKMa >= 1) { q = trand(1.0e-010, 1.0e-009, 1.0e-008) *( dh / TKMa );} else { q =
Infiltration ;}
if ( q >= Infiltration ) { q2 = Infiltration ;} else { q2 = q ;}
```

```
/*calcul du temps de parcours vertical pour chaque unité*/
if (TKsabl != TKsabl_NDV) {Tv_sabl = TKsabl / (q2 / trand(0.25, 0.3, 0.45)) ;}
if (TKMa != TKMa_NDV) {Tv_Ma = TKMa / (q2 / trand(0.35, 0.45, 0.55));}
if (TKGx != TKGx_NDV) {Tv_Gx = TKGx / (q2 / trand(0.25, 0.3, 0.35));}
if (TKtill != TKtill_NDV) {Tv_Till = TKtill / (q2 / trand(0.15, 0.2, 0.3));}
if (TKPt != TKPt_NDV) {Tv_Pt = TKPt / (q2 / trand(0.25, 0.35, 0.50));}
if (TK_roc != TK_roc_NDV) {Tv_Roc = TK_roc / (q2 / trand(0.005, 0.01, 0.05));}

/*calcul du temps de parcours vertical total en années*/
if (TKtot != TKtot_NDV) {Tv_tot = (Tv_Roc + Tv_Pt + Tv_Till + Tv_Gx + Tv_Ma +
Tv_sabl)/31536000;}

/*Enlever les zones de flux vers le haut*/
if ( piezo > Topo_real ) { Tv_tot = Tv_tot_NDV ;}
if ( dh < 0 && TKMa != TKMa_NDV ) { Tv_tot = Tv_tot_NDV ;}

/*on génère un fichier externe des résultats de temps de parcours*/
print > Run1 Tv_tot ;}
```

****

Le script peut être appliqué plusieurs fois pour générer plusieurs scénarios. Il faut simplement changer le nom du fichier de sortie: Run1, Run2, Run3, etc.

Le traitement statistique peut être effectué dans un chiffrier électronique (e.g., Excel). Les résultats peuvent ensuite être ramenés dans gOcad pour la visualisation cartographique.

2) Commandes gOcad et scripts pour calculer le temps advectif de la recharge sur une grille stratigraphique 3D (Sgrid):

Note : Les commandes présentées dans cette section décrivent les opérations appliquées sur une Sgrid formée de 4 « couches » ou « régions » (Roc, Till, Gl, Ma) :
Ma = argile marine; unité la plus confinante
Gl = silt glaciolacustre; aquitard
Till = diamicton d'origine glaciaire; aquitard
Roc = roc fracturé; aquifère

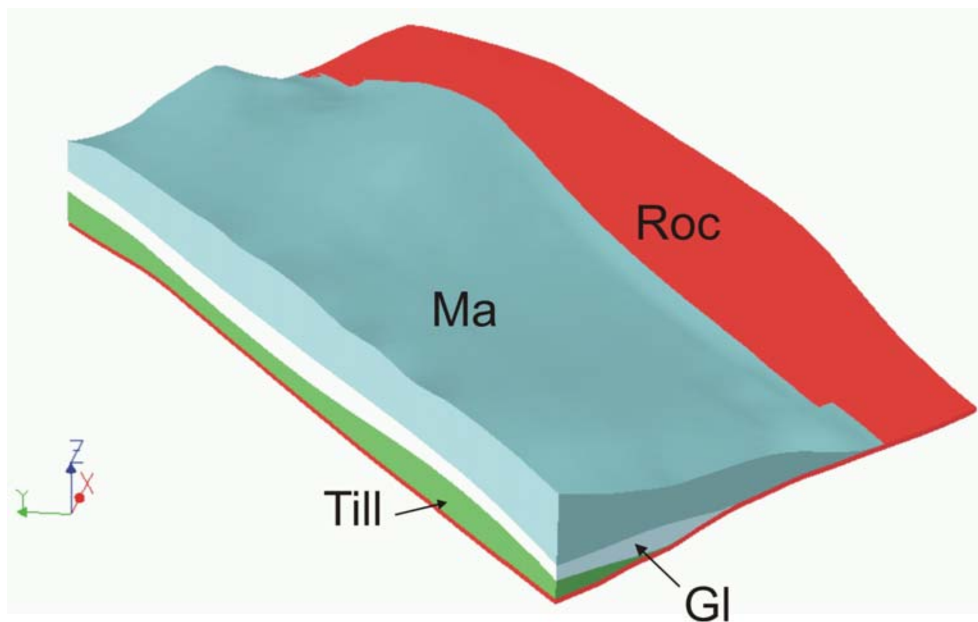


Figure D.3 : Sgrid avec une couche de cellules à épaisseur variable par unité hydrostratigraphique.

Il faut d'abord créer les propriétés suivantes*:
Porosity: porosité de chaque unité
nth_k: le produit de l'épaisseur d'une unité et de sa porosité
dh : différence de charge hydraulique entre l'aquitard « Ma » et le l'aquifère « Roc ».
q: recharge
DAT: Downward Advective Time (temps advectif de la recharge)

*On suppose que la propriété dh (différence de charge hydraulique) a été calculée à l'aide de surfaces piézos et que les résultats ont été transférés sur la Sgrid.
On commence par calculer l'épaisseur des cellules.

<u>Commande :</u>
gocad on SGrid Merged_grid sgrid_compute_cells_thicknesses Along_I false property_name_I thk_I Along_J false property_name_J thk_J Along_K true property_name_K thk_K True_DZ false

Ensuite, il faut créer les régions « Roc_confined » et « Unconfined_aquifer » sur la couche « Roc » :

<u>Commandes :</u>
gocad on BitRegionManager Merged_grid between_geologic_features_region region Roc_confined use_top_feature true top_feature Ma use_bottom_feature false bottom_feature Gl z_direction_down false stype or
gocad on BitRegionManager Merged_grid minus_region region Roc_confined with Ma
gocad on BitRegionManager Merged_grid minus_region region Roc_confined with Gl
gocad on BitRegionManager Merged_grid minus_region region Roc_confined with Till
gocad on BitRegionManager Merged_grid copy_region from Roc to Unconfined_aquifer
gocad on BitRegionManager Merged_grid minus_region region Unconfined_aquifer with Roc_confined

On peut ensuite appliquer la série commandes pour estimer le DAT (page suivante). Cette série peut être appliquée plusieurs fois de façon semi-automatique pour générer plusieurs scénarios. Il faut simplement changer le nom du fichier de sortie (DAT1, DAT2, DAT3, etc.). Bien entendu, il faut adapter la commande en fonction des couches du modèle et de tout autre caractéristique particulière (e.g. paramètres, nombre de couches, aquifère cible, etc.).

Commandes pour calculer le DAT entre la surface et la base de la couche « Roc » sur cette Sgrid (les propriétés sont fournies à titre d'exemple):

```
gocad on GObj Merged_grid apply_script properties_info none region Roc script "{
Porosity =trand(0.005, 0.01, 0.05);}" file_name None
gocad on GObj Merged_grid apply_script properties_info none region Till script "{
Porosity =trand(0.15, 0.2, 0.3);}" file_name None
gocad on GObj Merged_grid apply_script properties_info none region Gl script "{
Porosity =trand(0.25, 0.35, 0.45);}" file_name None
gocad on GObj Merged_grid apply_script properties_info none region Ma script "{
Porosity =trand(0.35, 0.45, 0.55);}" file_name None
gocad on GObj Merged_grid apply_script properties_info none region Ma script "{
if(thk_K>=1) {q =trand(1.0e-010, 1.0e-009, 1.0e-008)*(dh/thk_K);}else {q=trand(1.58e-
009, 3.00e-009, 4.76e-009);}}" file_name None
gocad on GObj Merged_grid apply_script properties_info none region
Unconfined_aquifer script "{q=trand(3.17e-009, 6.00e-009, 9.51e-009);}"
gocad on GObj Merged_grid apply_script properties_info none region everywhere script
"{nth_k=thk_K*Porosity;}"
gocad on GridObj Merged_grid sum_property property_name nth_k new_property_name
Sum_nth_k new_property_class nth_k axis W direction normal region_name everywhere
gocad on VerticalPropertyClient Merged_grid fill_vertically_from_property region
Roc_confined new_property_name q from Merged_grid from_region Ma property q
gocad on GObj Merged_grid apply_script properties_info none region Roc script "{ {
DAT =( Sum_nth_k / q )/31536000;}
print>DAT1 DAT;}" file_name None
```

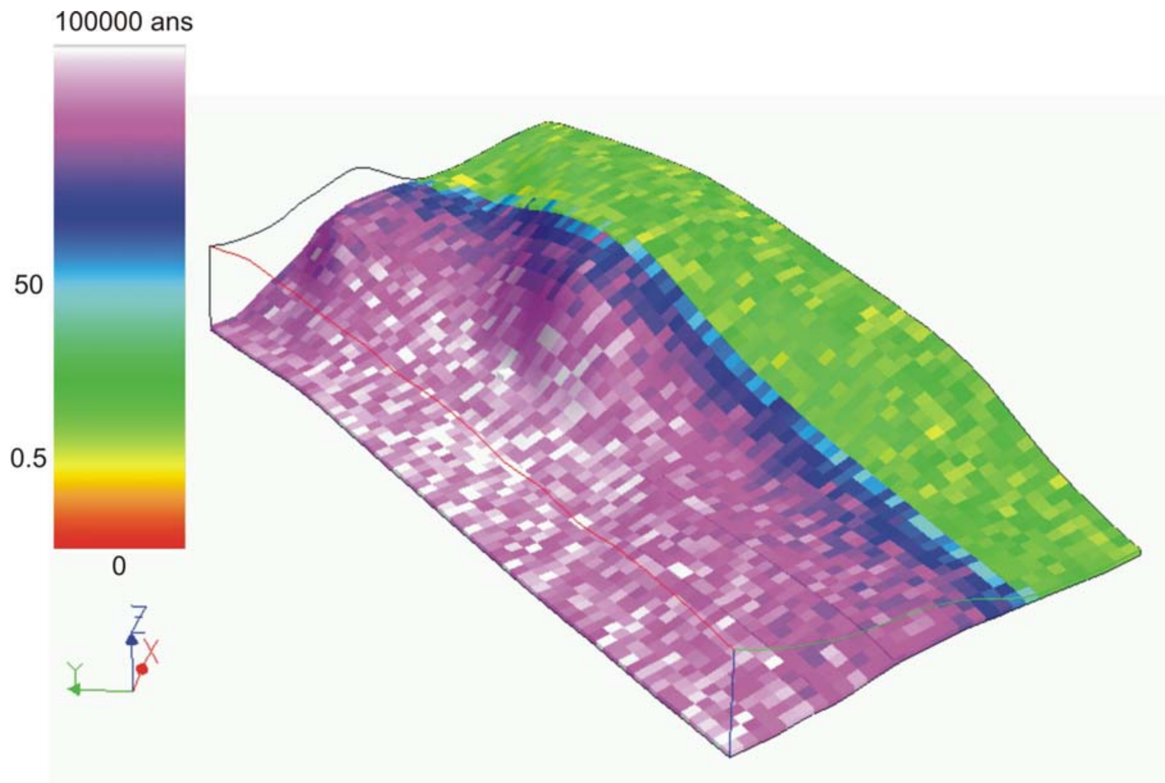


Figure D.4 : Exemple de résultats DAT sur la couche « Roc ».

APPENDICE E

COMPTE RENDU DE CONFÉRENCES

L'Appendice E présente le compte rendu de conférences suivant:

Ross M, Martel R, Parent M, Lefebvre R, Savard MM (2004) Assessing rock aquifer vulnerability using downward advective times from a 3D model of surficial geology. 5ième Congrès conjoint IAH-CGS, 2004, La géo-ingénierie pour la société et son environnement, 24-27 octobre, Québec, Québec, Compte-rendu

L'INRS ne détient pas les droits pour diffuser cette version de l'article.

Ross, M., Martel, R., Parent, M., Lefebvre, R. et Savard, M.(2004) Assessing rock aquifer vulnerability using download advective time from a 3D model of surficial geology. Dans: Demers, D., Leahy, D., Lefebvre, R., Leroueil, S. et Martel, R., (Eds.) 57*e* congrès canadien de géotechnique - 5*e* congrès conjoint IAH-CNC / SCG. GéoQuébec 2004 **Session 5A**, pp. 1-8.

APPENDICE F

DISQUE COMPACT DU MODÈLE 3D (GOCAD) ET D'AUTRES PRODUITS

Disque compact

L'Appendice F présente de nombreuses données et produits issus de cette recherche, incluant les fichiers du modèle 3D et des coupes géologiques, sous forme de fichiers numériques dans un disque compact (en pochette de la thèse). Le Tableau F.1 présente la liste des dossiers et des fichiers du disque compact, ainsi qu'une brève description de leur contenu.

Tableau F.1: Liste des dossiers et des fichiers du disque compact (en pochette).

Dossier (3 niveaux)	Fichier	Type	Description
Modèle_3D	Model3D.prj	Projet, gOcad	Objets du modèle
	DSI_bases6.ts	Surface, gOcad[1]	Propriétés du modèle
	Modèle_3D.avi	Vidéo	Animation du modèle
	B_REP.avi	Vidéo	- d'un b-rep local
	Voxet.avi	Vidéo	-d'un voxet local
Coupes	Coupe_A.xs	Coupe, gOcad	Coupes géologiques
	Coupe_AA.xs	Coupe, gOcad	
	Coupe_AABB.xs	Coupe, gOcad	
	Coupe_B.xs	Coupe, gOcad	
	Coupe_C.xs	Coupe, gOcad	
	(...)		
	Coupe_Z.xs	Coupe, gOcad	
	Transvers1.pl	Coupe, gOcad	
	Transvers2.pl	Coupe, gOcad	
Cartographie			
Unités_cartes	31G09_At.pl	Courbe, gOcad	Données des cartes
	31G09_Ax.pl	Courbe, gOcad	géologiques et
	31G09_Ma.pl	Courbe, gOcad	topographiques en
	31G09_Mb.pl	Courbe, gOcad	2.5D
	31G09_roc.pl	Courbe, gOcad	
	31G09_till.pl	Courbe, gOcad	
	31H12_Ax.pl	Courbe, gOcad	
	31H12_Lb.pl	Courbe, gOcad	
	31H12_Mb.pl	Courbe, gOcad	
	31H12_Ma.pl	Courbe, gOcad	
	31H12_Gx.pl	Courbe, gOcad	
	31H12_till.pl	Courbe, gOcad	
	31H12_roc.pl	Courbe, gOcad	
	Affleur.vs	Points, gOcad	
	Hydrographie.pl	Courbe, gOcad	
	Topo_line.vs	Points, gOcad	
	Topo_pts.vs	Points, gOcad	
	Route_P.pl	Courbe, gOcad	
	Route_S.pl	Courbe, gOcad	
bd_carto	bd_carto2.	Access	Base de données cartographiques
Code de lithofaciès	Code.doc	Word	Code utilisé au Chap. 2
Forages	CGQ.gp	Groupe, gOcad	Forages
	Consultants.gp	Groupe, gOcad	stratigraphiques et
	GSC_71.gp	Groupe, gOcad	géotechniques
	MEF.gp	Groupe, gOcad	
	MTQ.gp	Groupe, gOcad	

Tableau F.1 (suite)

Géophysiques			
Sismique	Roc_StBen.pl	Courbe, gOcad	Lignes interprétés (courbes) (cf., Chap.2)
	Pretill_StBen.pl	Courbe, gOcad	
	Till_StBen.pl	Courbe, gOcad	
	Gx_StBen.pl	Courbe, gOcad	
	CHS_line1.pl	Courbe, gOcad	
Diagraphies			
STB_F5	OK1COND.xls	Excel	Données diagraphiques de deux forages
	OK1DENSITY.xls	Excel	
	OK1NatGamma.xls	Excel	
	OK1MAGSUSC	Excel	
	OK1PWAVE	Excel	
	OK1TEMP	Excel	
	OK1TEMPGRAD	Excel	
CHS_F1	OK2COND.xls	Excel	
	OK2DENSITY.xls	Excel	
	OK2NatGamma.xls	Excel	
	OK2MAGSUSC	Excel	
	OK2PWAVE	Excel	
	OK2TEMP	Excel	
	OK2TEMPGRAD	Excel	
Analyses			
Comptages_pétro.	Cpts_pétro_till.xls	Excel	Composition lithologique des tills
Géochimie	AES_MS_Juin2002.xls	Excel	Données géochimiques
	Majeur_traces.xls	Excel	
	Niobium_99.xls	Excel	
Vulnérabilité			
Cartes	DAT.determ.vs	Points, gOcad	Résultats
	DAT_stats.vs	Points, gOcad	
	DAT_stats.xls	Excel	
Scripts	DAT_determ.psc	Texte	Commandes
	DAT_random.psc	Texte	
Autres publications	Poster_Ross6.cdr	CorelDraw	Affiche
	D05.pdf	Adobe Acrobat	CGC (2001-D5)
	Wkshop3D_2001.doc	Word	Résumé allongé
	Wkshop3D_2002.doc	Word	Résumé allongé
	Wkshop3D_2004.doc	Word	Résumé allongé

[1]Les fichiers gOcad sont des fichiers ASCII. Leur contenu peut donc être visualisé comme un fichier texte.

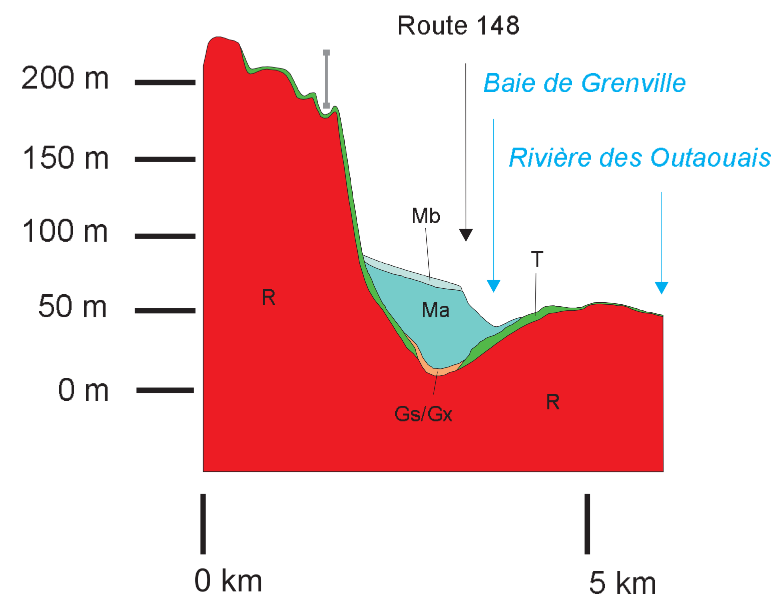
APPENDICE G

LES COUPES GÉOLOGIQUES RÉGIONALES

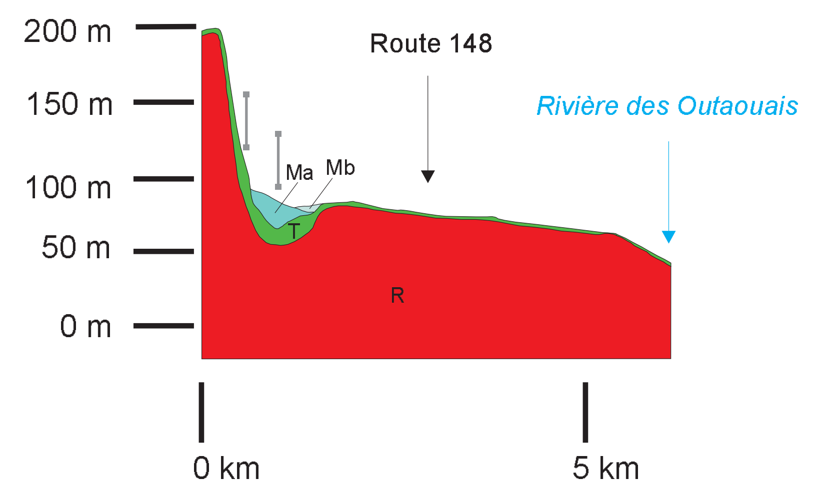
L'Appendice G présente les coupes géologiques ayant servi à la construction du modèle 3D. Les coupes en fichiers numériques sur le disque compact (Appendice F) sont positionnées dans l'espace 3D.



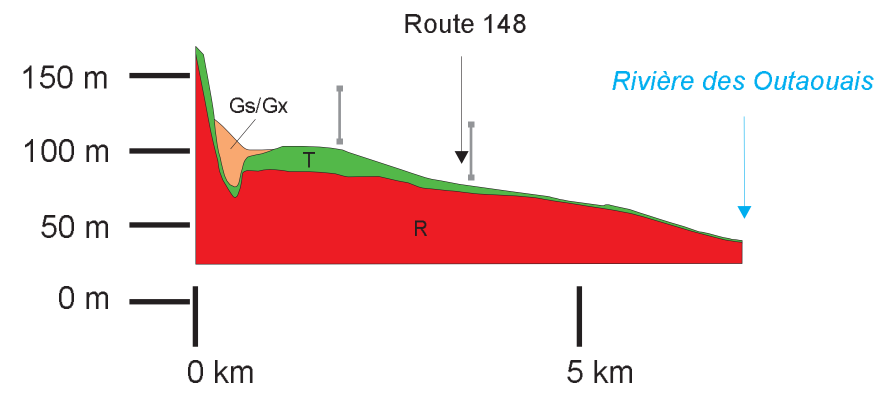
Figure G.1: Localisation des coupes géologiques. Les coupes "Trans1" et "Trans2" ne figurent que sur le disque compact (cf. Appendice F).



Coupe A



Coupe B

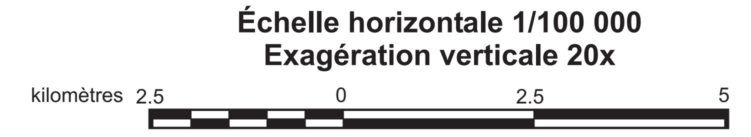


Coupe C

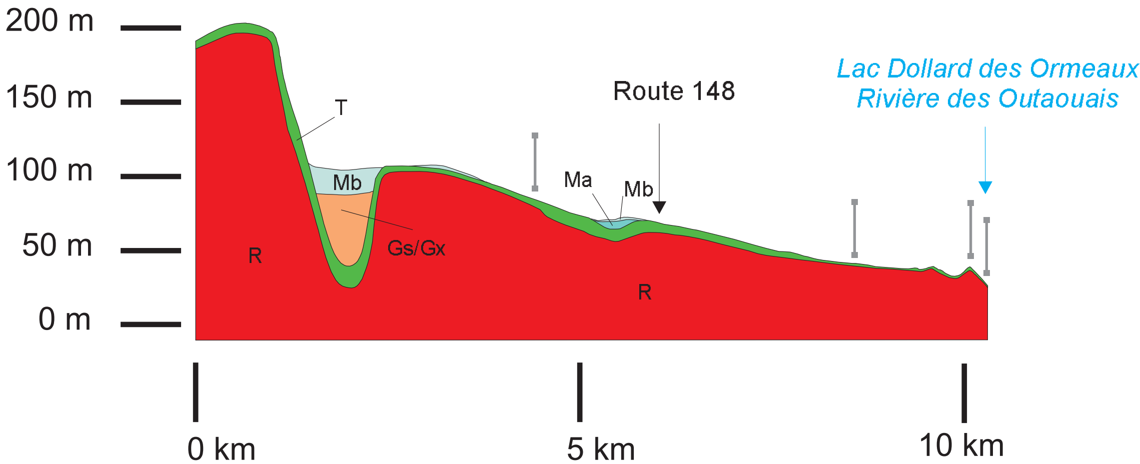
LÉGENDE

Mg	Sédiments remaniés par glissement de terrain
O	Sédiments organiques
E	Sédiments éoliens
Ap	Alluvions actuelles
At	Alluvions de terrasses fluviales
Ax	Alluvions des terrasses anciennes
Lb	Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
Mb	Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
Ma	Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
Crn	Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
Gs/Gx	Sédiments fluvioglaciaires
T	Till non-différencié
Q	Formations superficielles non-différenciées
R	Substratum rocheux non-différencié
	Forage (localisation seulement)
10	Groupe de forages; quantité de forages

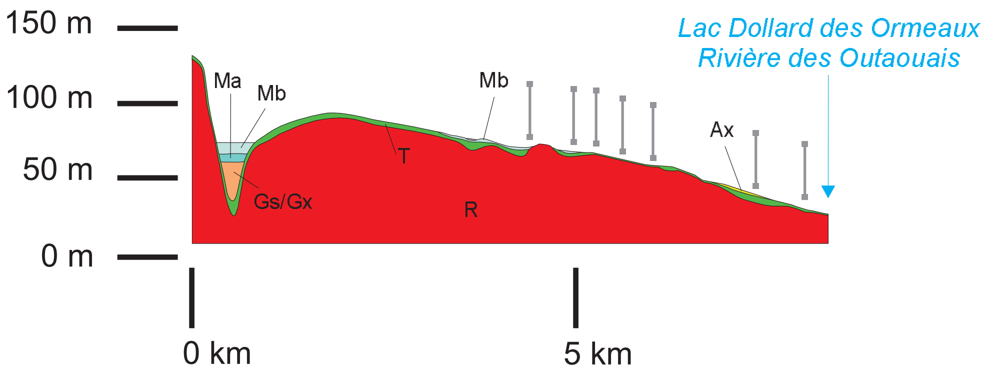
Échelle horizontale 1/100 000
Exagération verticale 20x



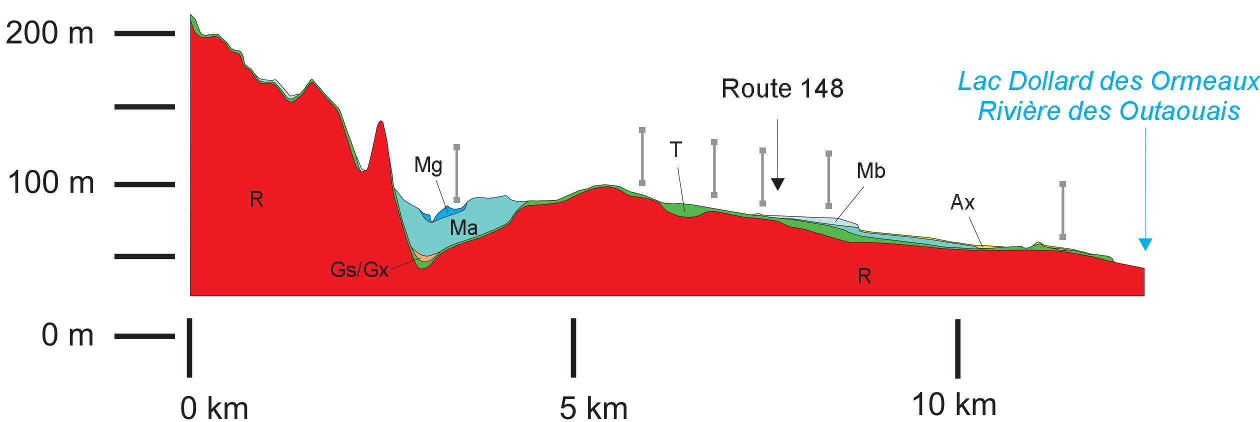
Coupe D



Coupe E



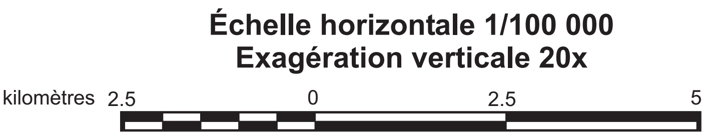
Coupe F



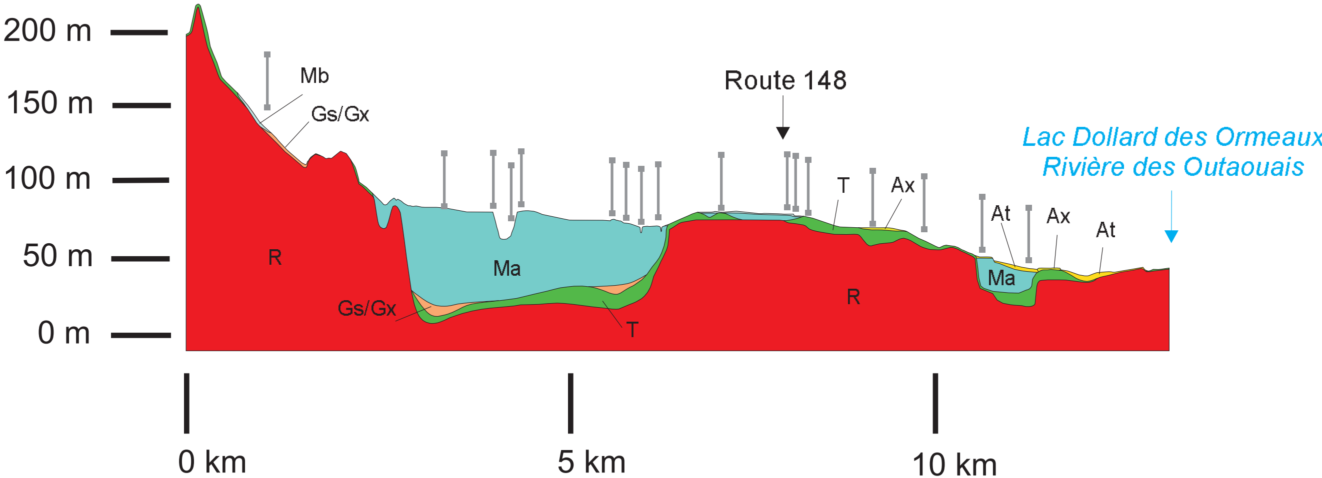
LÉGENDE

Mg	Sédiments remaniés par glissement de terrain
O	Sédiments organiques
E	Sédiments éoliens
Ap	Alluvions actuelles
At	Alluvions de terrasses fluviales
Ax	Alluvions des terrasses anciennes
Lb	Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
Mb	Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
Ma	Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
Crn	Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
Gs/Gx	Sédiments fluvioglaciaires
T	Till non-différencié
Q	Formations superficielles non-différenciées
R	Substratum rocheux non-différencié
	Forage (localisation seulement)
10	Groupe de forages; quantité de forages

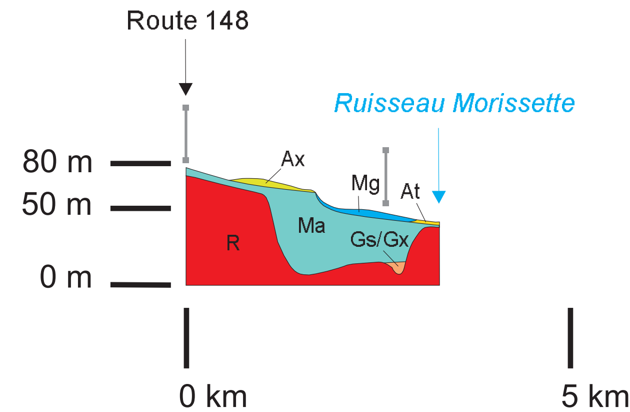
Échelle horizontale 1/100 000
Exagération verticale 20x



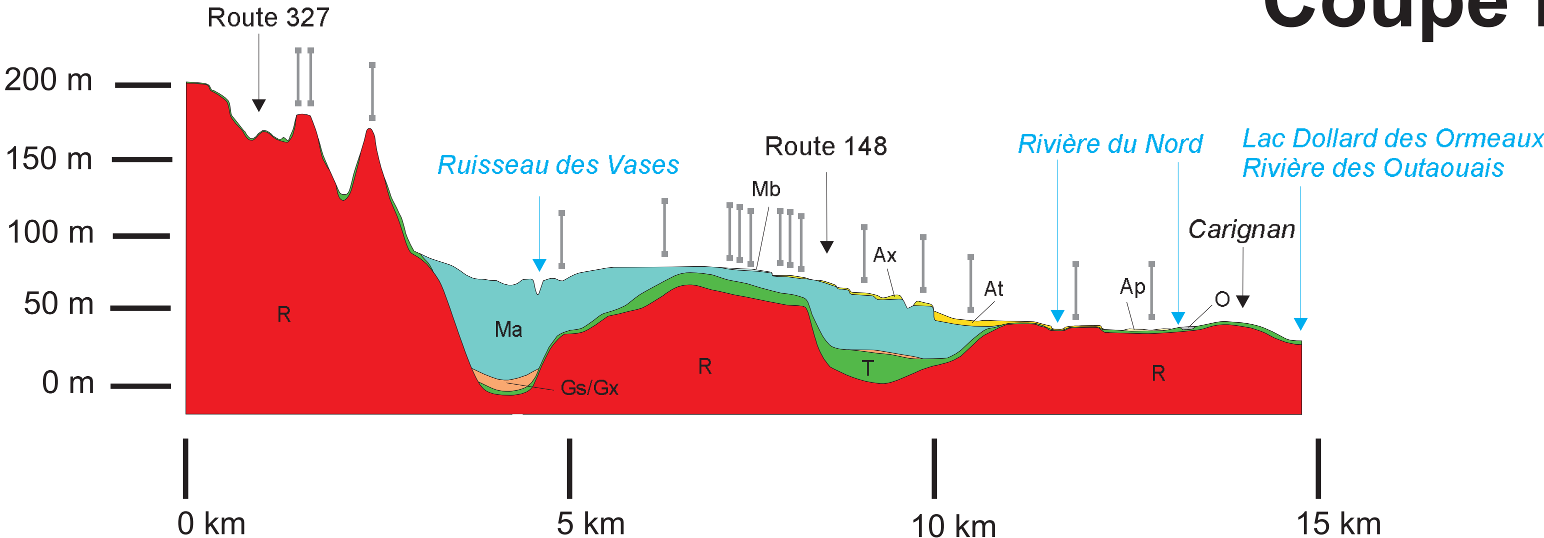
Coupe G



Coupe G-H



Coupe H



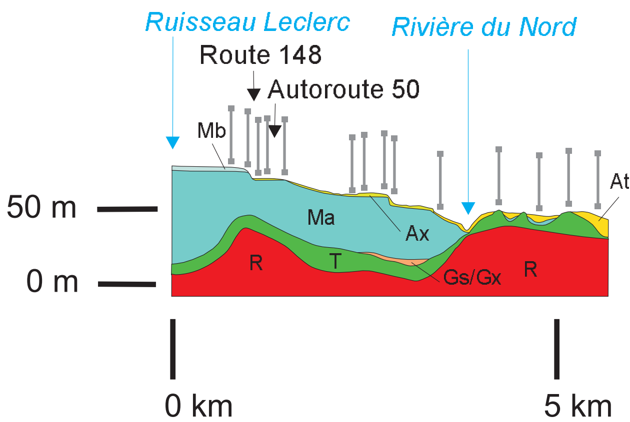
LÉGENDE

- Mg — Sédiments remaniés par glissement de terrain
- O — Sédiments organiques
- E — Sédiments éoliens
- Ap — Alluvions actuelles
- At — Alluvions de terrasses fluviales
- Ax — Alluvions des terrasses anciennes
- Lb — Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
- Mb — Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
- Ma — Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
- Crn — Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
- Gs/Gx — Sédiments fluvioglaciaires
- T — Till non-différencié
- Q — Formations superficielles non-différenciées
- R — Substratum rocheux non-différencié
- Forage (localisation seulement)
- 10 — Groupe de forages; quantité de forages

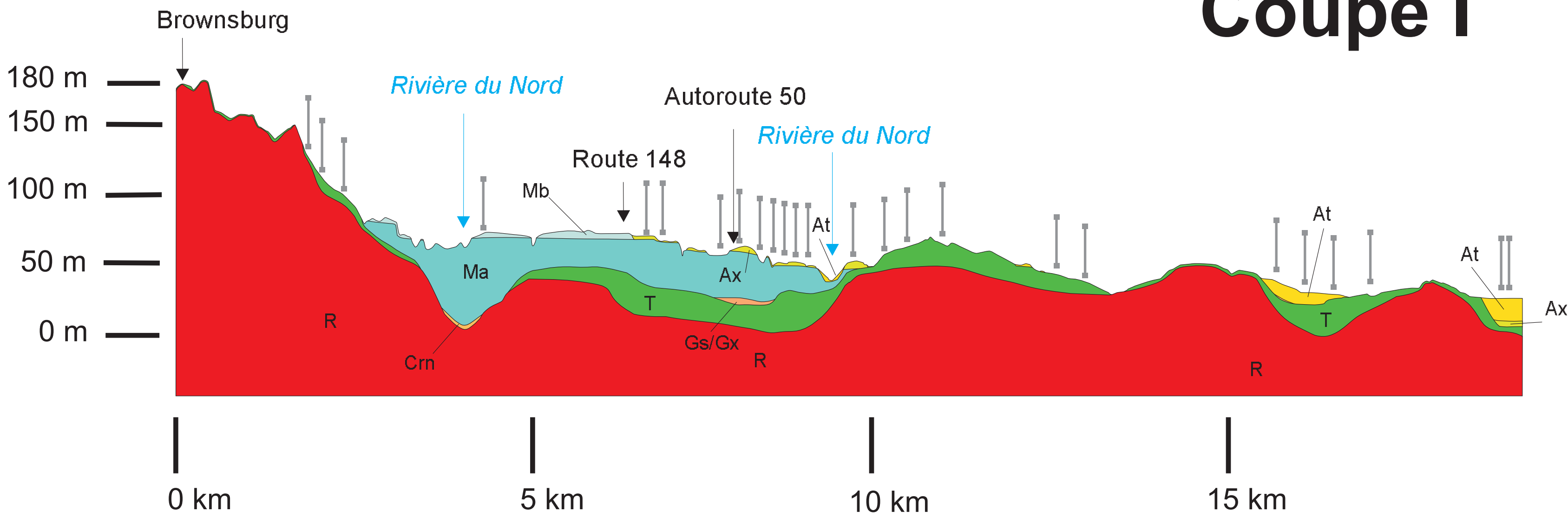
Échelle horizontale 1/100 000
Exagération verticale 20x



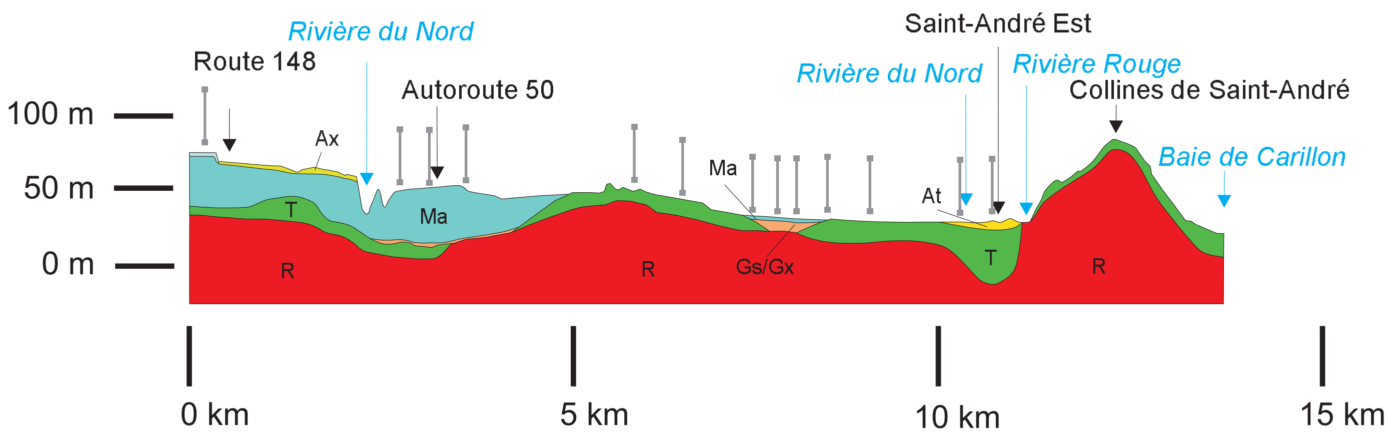
Coupe H-I



Coupe I



Coupe I-J



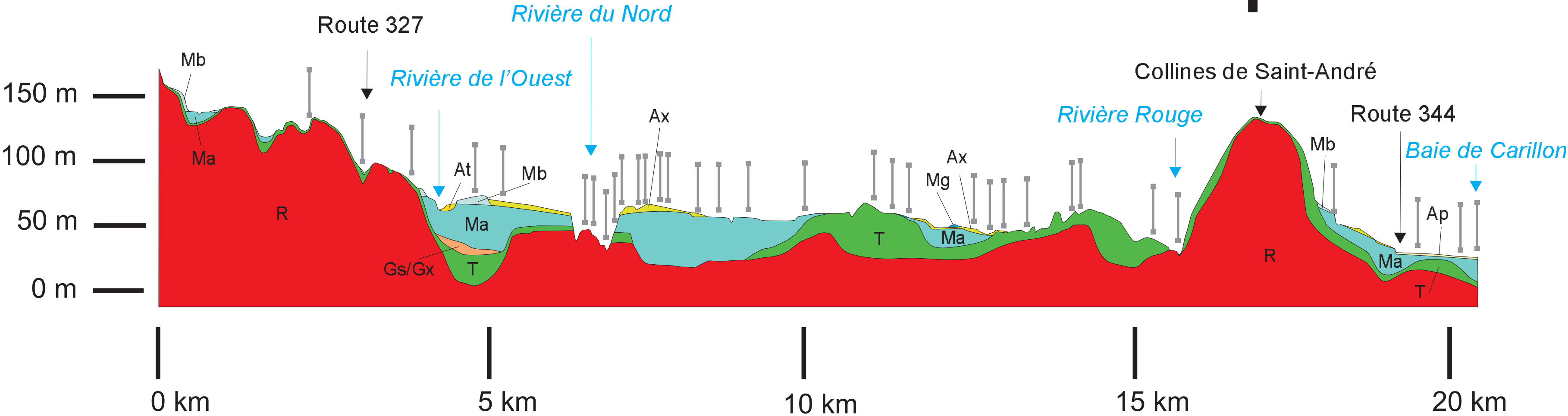
LÉGENDE

Mg	Sédiments remaniés par glissement de terrain
O	Sédiments organiques
E	Sédiments éoliens
Ap	Alluvions actuelles
At	Alluvions de terrasses fluviales
Ax	Alluvions des terrasses anciennes
Lb	Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
Mb	Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
Ma	Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
Crn	Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
Gs/Gx	Sédiments fluvioglaciaires
T	Till non-différencié
Q	Formations superficielles non-différenciées
R	Substratum rocheux non-différencié
(symbole)	Forage (localisation seulement)
10	Groupe de forages; quantité de forages

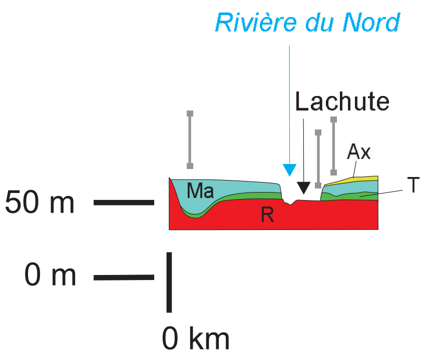
Échelle horizontale 1/100 000
Exagération verticale 20x

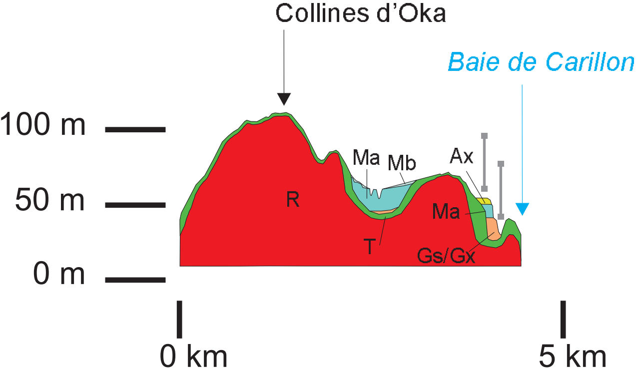


Coupe J

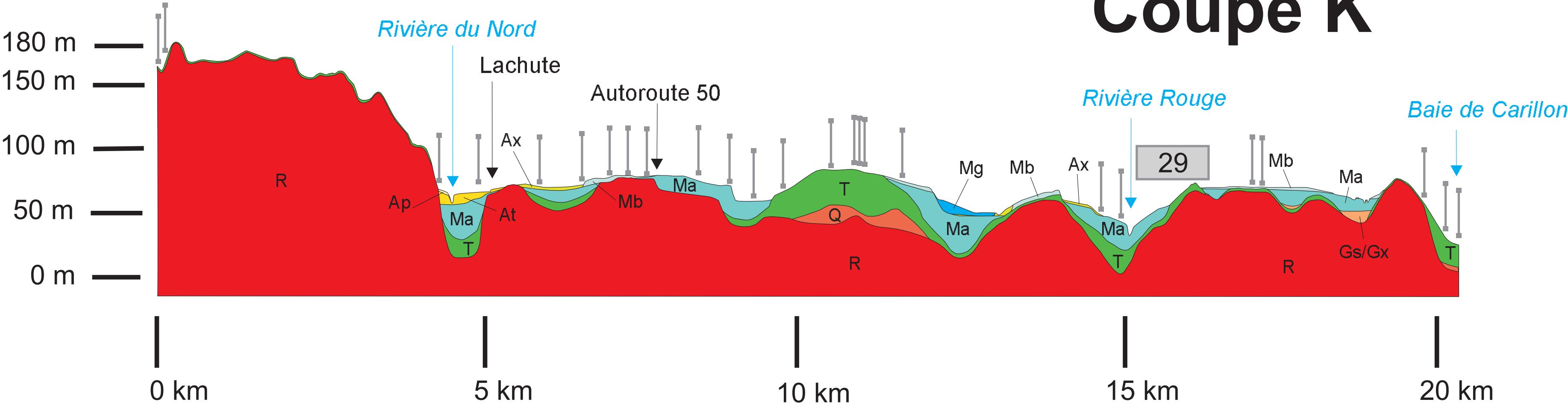


Coupe J-K (1) et (2)





Coupe K



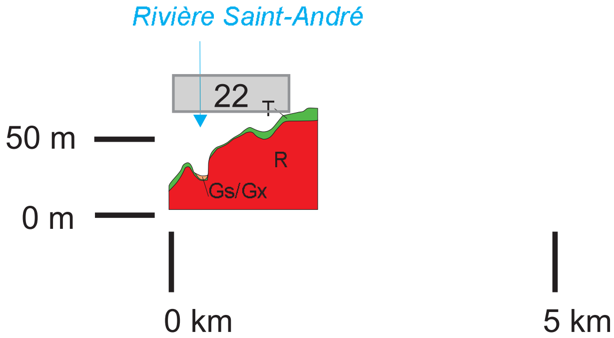
LÉGENDE

Mg	Sédiments remaniés par glissement de terrain
O	Sédiments organiques
E	Sédiments éoliens
Ap	Alluvions actuelles
At	Alluvions de terrasses fluviales
Ax	Alluvions des terrasses anciennes
Lb	Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
Mb	Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
Ma	Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
Crn	Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
Gs/Gx	Sédiments fluvioglaciaires
T	Till non-différencié
Q	Formations superficielles non-différenciées
R	Substratum rocheux non-différencié
	Forage (localisation seulement)
10	Groupe de forages; quantité de forages

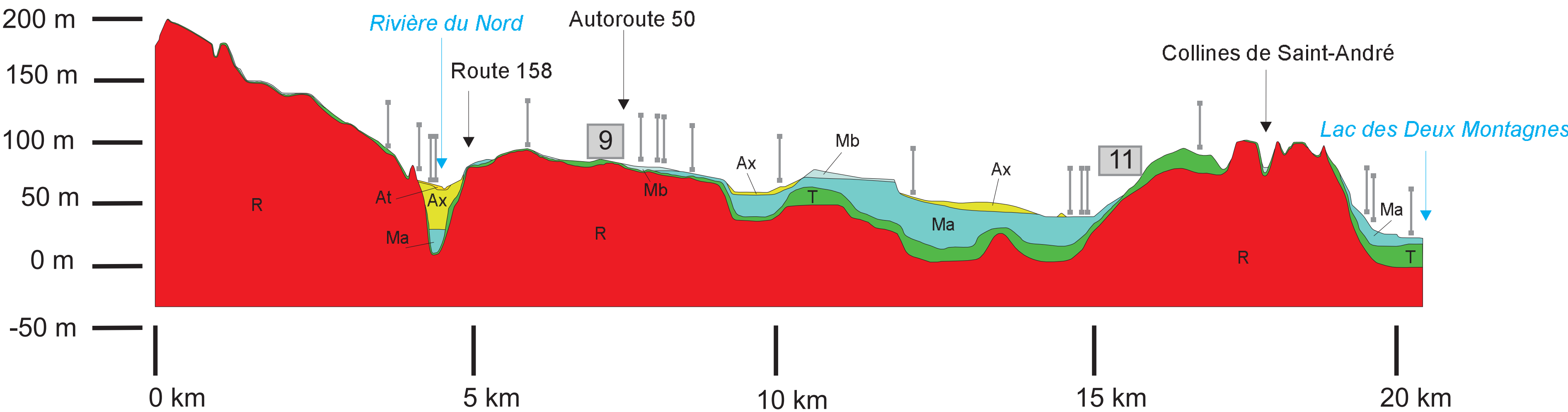
Échelle horizontale 1/100 000
Exagération verticale 20x



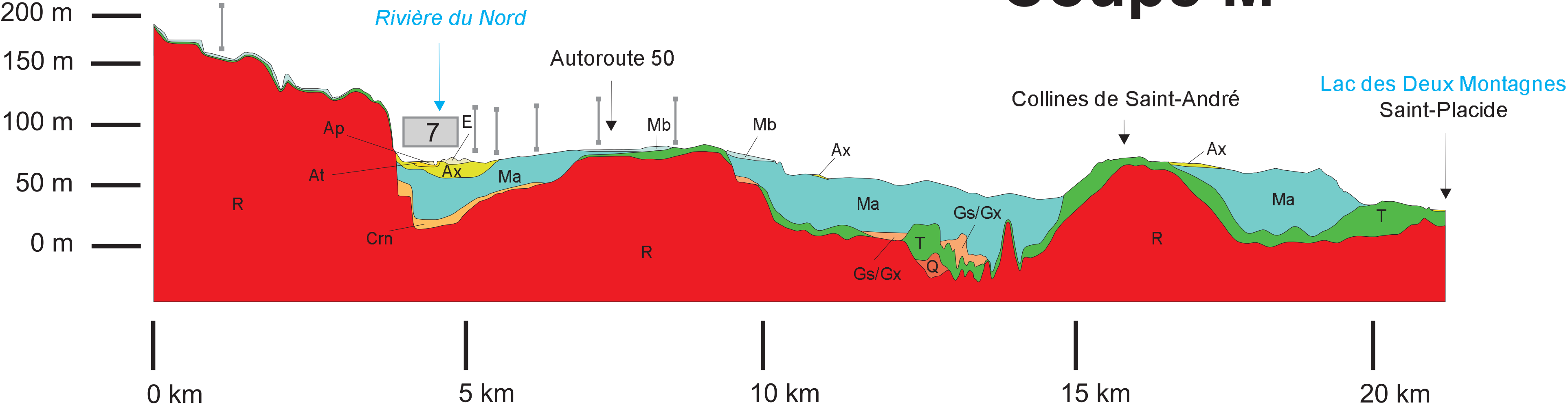
Coupe K-L



Coupe L



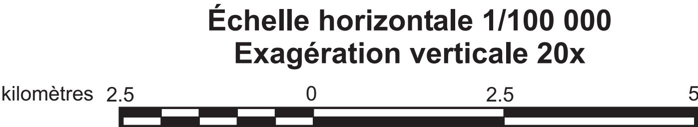
Coupe M



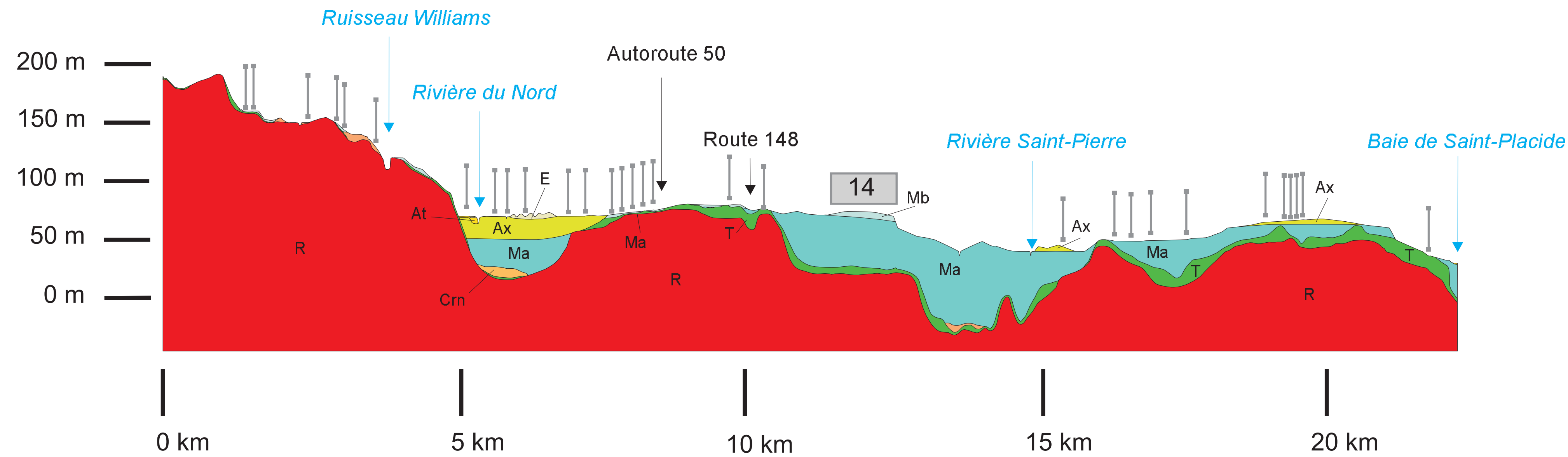
LÉGENDE

Mg	Sédiments remaniés par glissement de terrain
O	Sédiments organiques
E	Sédiments éoliens
Ap	Alluvions actuelles
At	Alluvions de terrasses fluviales
Ax	Alluvions des terrasses anciennes
Lb	Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
Mb	Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
Ma	Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
Crn	Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
Gs/Gx	Sédiments fluvioglaciaires
T	Till non-différencié
Q	Formations superficielles non-différenciées
R	Substratum rocheux non-différencié
(trait vertical)	Forage (localisation seulement)
10	Groupe de forages; quantité de forages

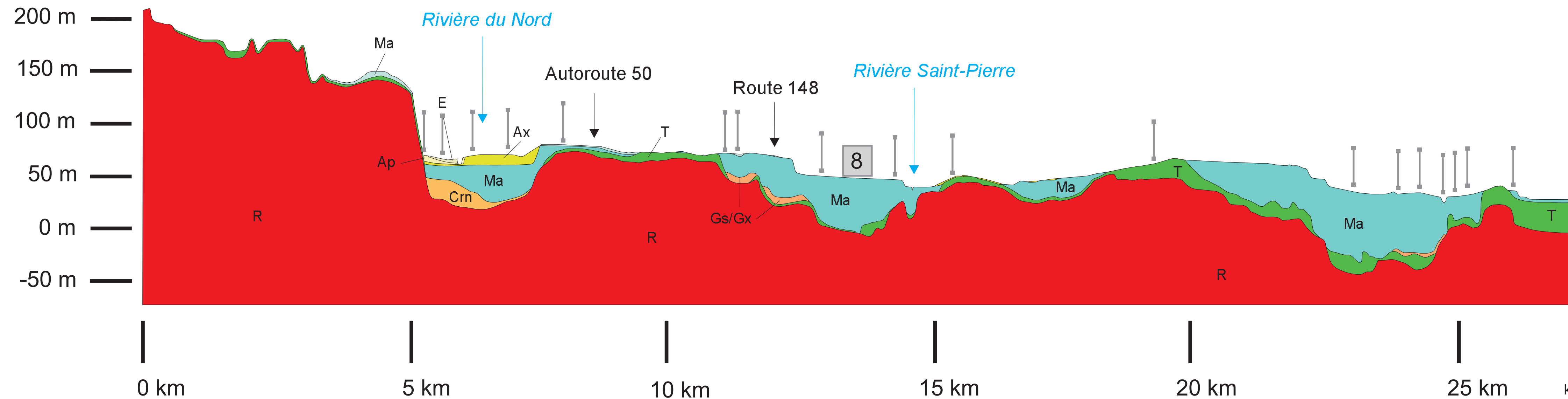
Échelle horizontale 1/100 000
Exagération verticale 20x



Coupe N



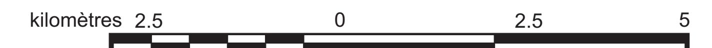
Coupe O



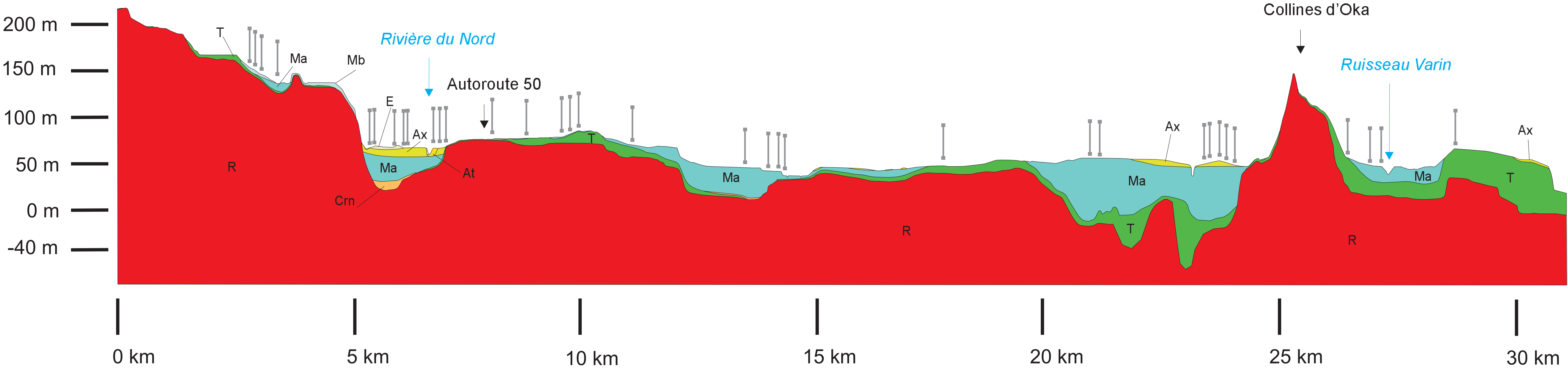
LÉGENDE

- Mg — Sédiments remaniés par glissement de terrain
- O — Sédiments organiques
- E — Sédiments éoliens
- Ap — Alluvions actuelles
- At — Alluvions de terrasses fluviales
- Ax — Alluvions des terrasses anciennes
- Lb — Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
- Mb — Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
- Ma — Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
- Crn — Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
- Gs/Gx — Sédiments fluvioglaciaires
- T — Till non-différencié
- Q — Formations superficielles non-différenciées
- R — Substratum rocheux non-différencié
- Forage (localisation seulement)
- 10 — Groupe de forages; quantité de forages

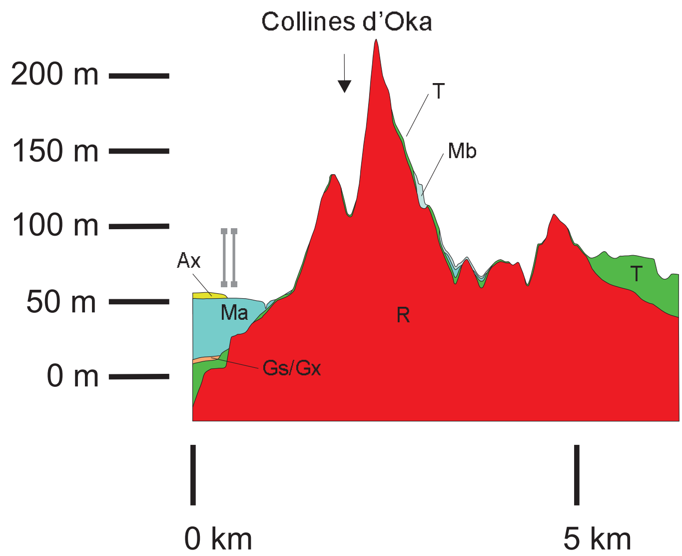
Échelle horizontale 1/100 000
Exagération verticale 20x



Coupe P



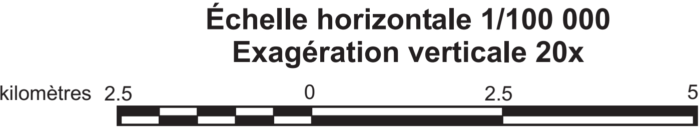
Coupe P-Q (2)



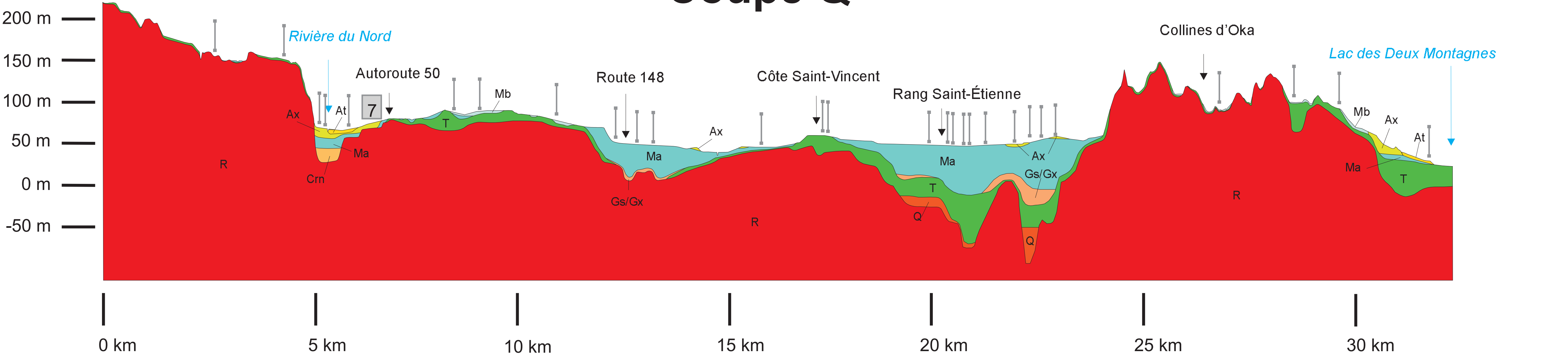
LÉGENDE

Mg	Sédiments remaniés par glissement de terrain
O	Sédiments organiques
E	Sédiments éoliens
Ap	Alluvions actuelles
At	Alluvions de terrasses fluviales
Ax	Alluvions des terrasses anciennes
Lb	Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
Mb	Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
Ma	Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
Crn	Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
Gs/Gx	Sédiments fluvioglaciaires
T	Till non-différencié
Q	Formations superficielles non-différenciées
R	Substratum rocheux non-différencié
(trait vertical)	Forage (localisation seulement)
10	Groupe de forages; quantité de forages

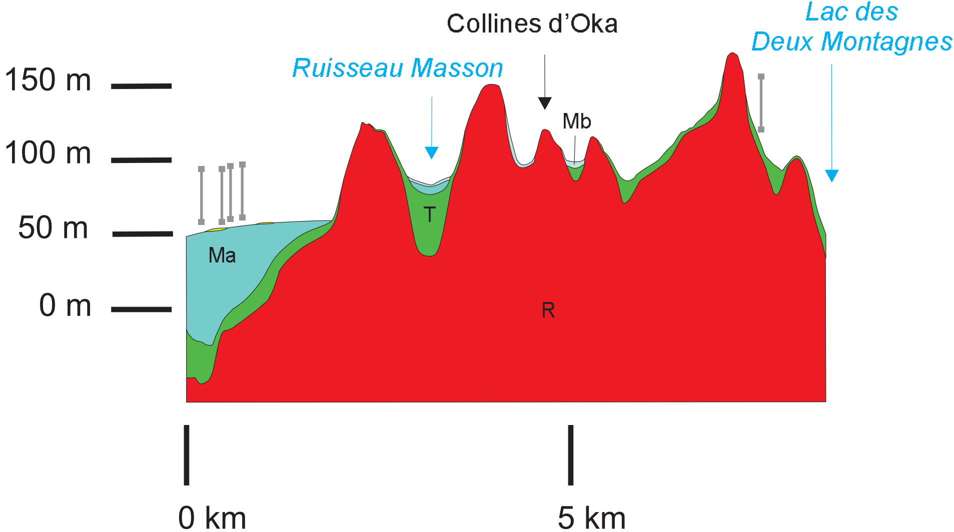
Échelle horizontale 1/100 000
Exagération verticale 20x



Coupe Q



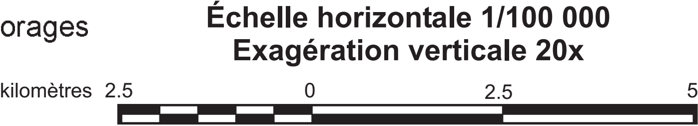
Coupe Q-R



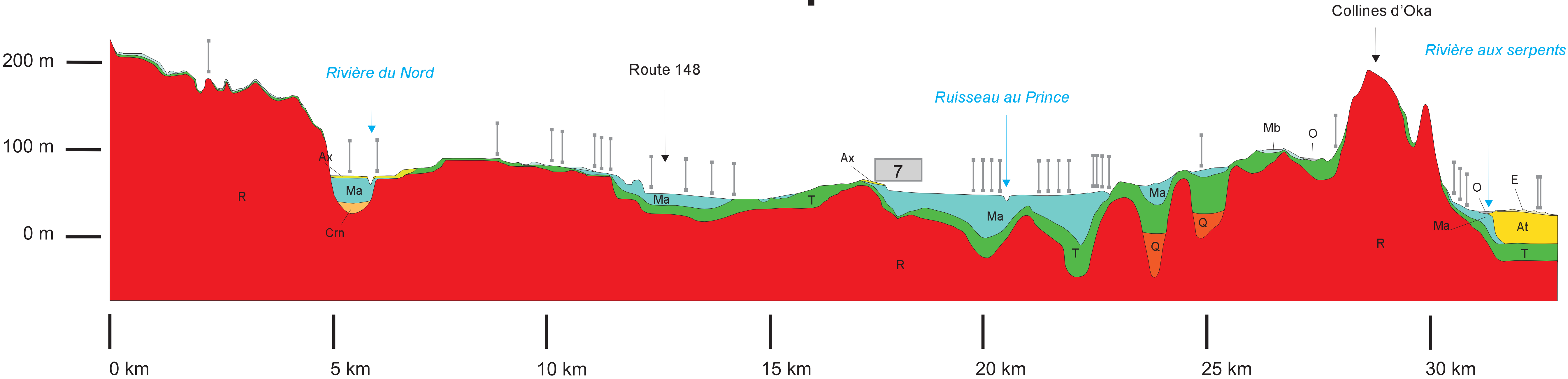
LÉGENDE

Code	Description
Mg	Sédiments remaniés par glissement de terrain
O	Sédiments organiques
E	Sédiments éoliens
Ap	Alluvions actuelles
At	Alluvions de terrasses fluviales
Ax	Alluvions des terrasses anciennes
Lb	Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
Mb	Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
Ma	Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
Crn	Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
Gs/Gx	Sédiments fluvioglaciaires
T	Till non-différencié
Q	Formations superficielles non-différenciées
R	Substratum rocheux non-différencié
(symbole)	Forage (localisation seulement)
10	Groupe de forages; quantité de forages

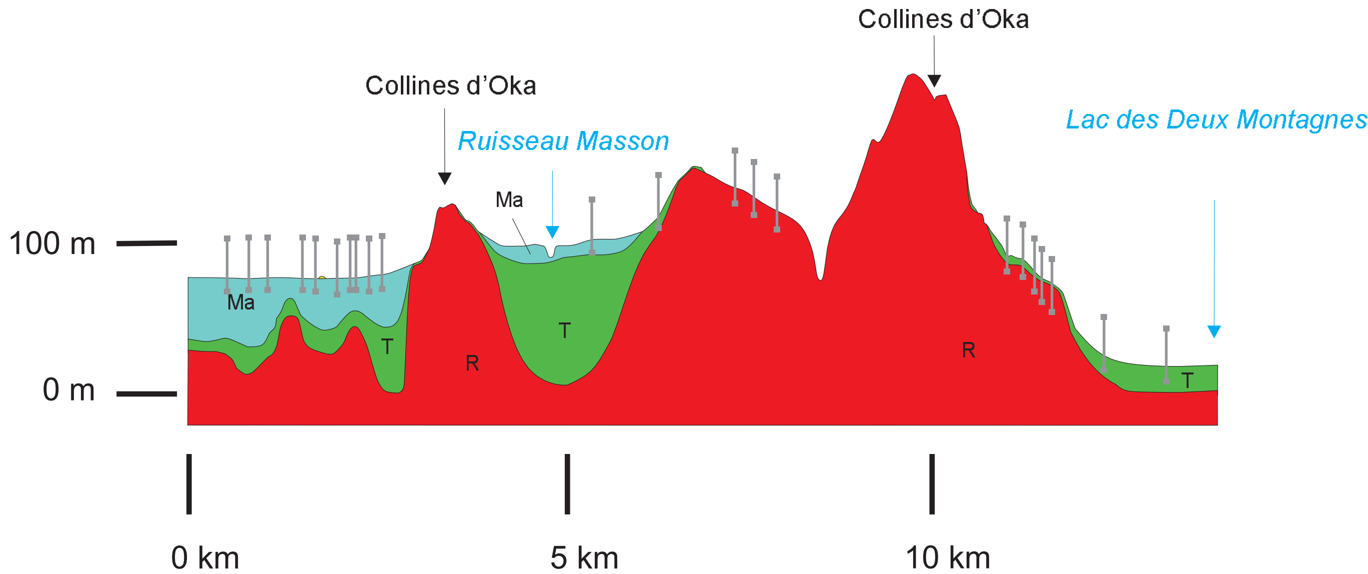
Échelle horizontale 1/100 000
Exagération verticale 20x



Coupe R



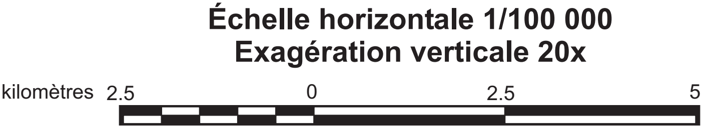
Coupe R-S



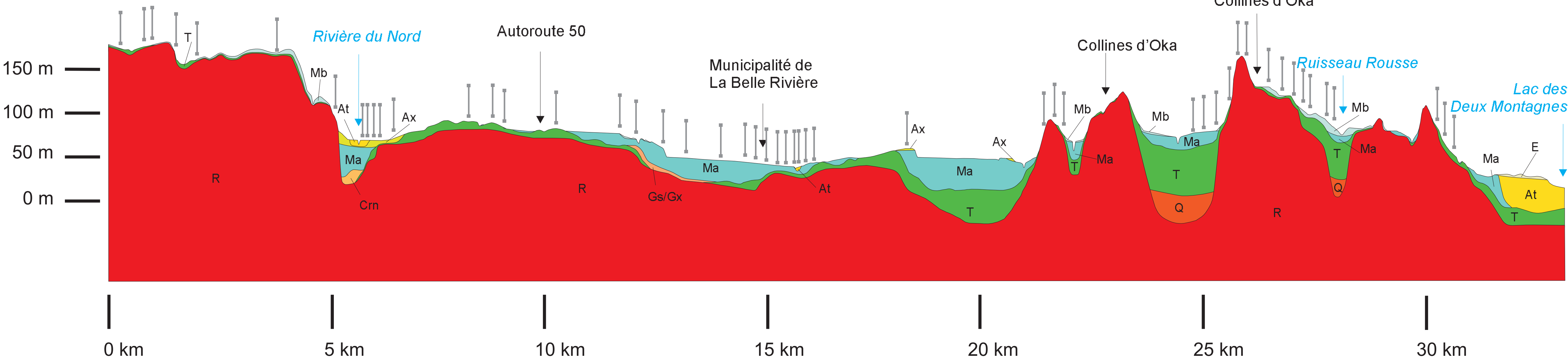
LÉGENDE

Mg	Sédiments remaniés par glissement de terrain	Ma	Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
O	Sédiments organiques	Crn	Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
E	Sédiments éoliens	Gs/Gx	Sédiments fluvioglaciaires
Ap	Alluvions actuelles	T	Till non-différencié
At	Alluvions de terrasses fluviales	Q	Formations superficielles non-différenciées
Ax	Alluvions des terrasses anciennes	R	Substratum rocheux non-différencié
Lb	Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)		Forage (localisation seulement)
Mb	Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)	10	Groupe de forages; quantité de forages

Échelle horizontale 1/100 000
Exagération verticale 20x



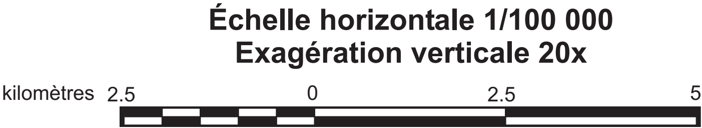
Coupe S



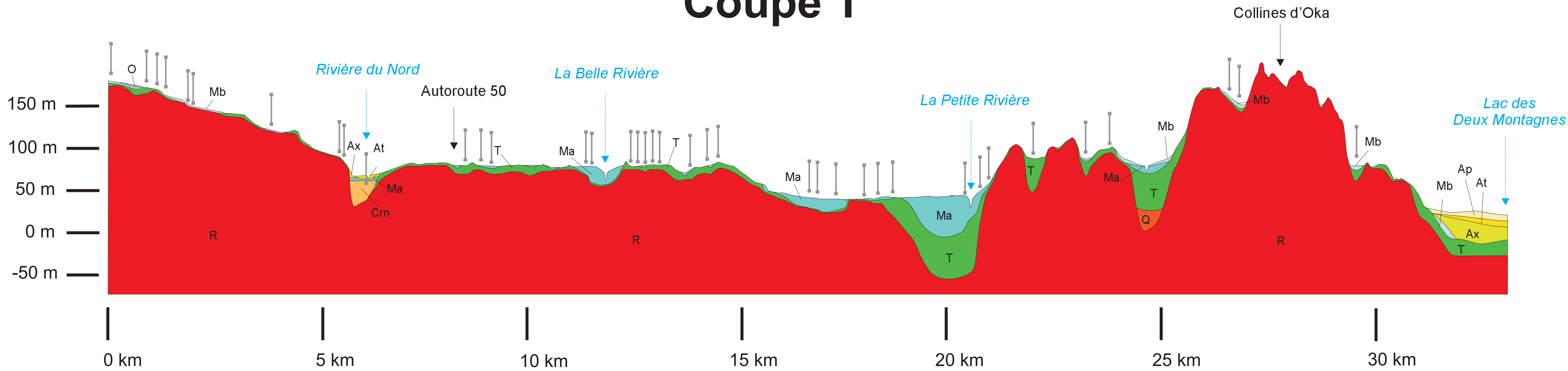
LÉGENDE

Mg	Sédiments remaniés par glissement de terrain
O	Sédiments organiques
E	Sédiments éoliens
Ap	Alluvions actuelles
At	Alluvions de terrasses fluviales
Ax	Alluvions des terrasses anciennes
Lb	Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
Mb	Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
Ma	Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
Crn	Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
Gs/Gx	Sédiments fluvioglaciaires
T	Till non-différencié
Q	Formations superficielles non-différenciées
R	Substratum rocheux non-différencié
(symbole)	Forage (localisation seulement)
10	Groupe de forages; quantité de forages

Échelle horizontale 1/100 000
Exagération verticale 20x



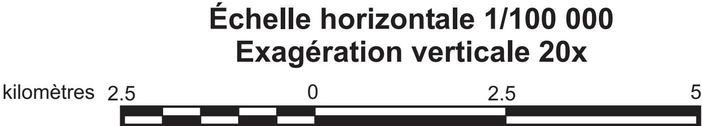
Coupe T



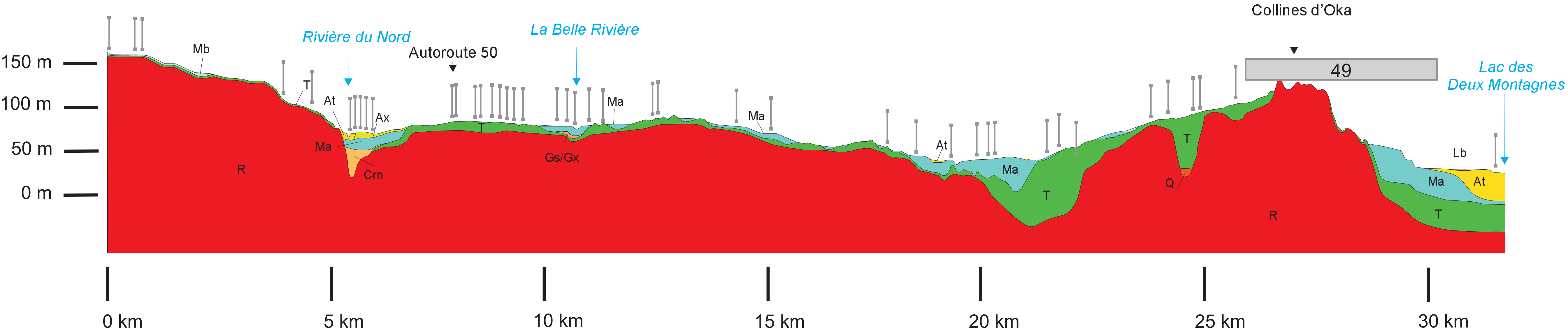
LÉGENDE

- **Mg** Sédiments remaniés par glissement de terrain
- **O** Sédiments organiques
- **E** Sédiments éoliens
- **Ap** Alluvions actuelles
- **At** Alluvions de terrasses fluviales
- **Ax** Alluvions des terrasses anciennes
- **Lb** Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
- **Mb** Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
- **Ma** Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
- **Crn** Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
- **Gs/Gx** Sédiments fluvioglaciaires
- **T** Till non-différencié
- **Q** Formations superficielles non-différenciées
- **R** Substratum rocheux non-différencié
- Forage (localisation seulement)
- **10** Groupe de forages; quantité de forages

Échelle horizontale 1/100 000
Exagération verticale 20x

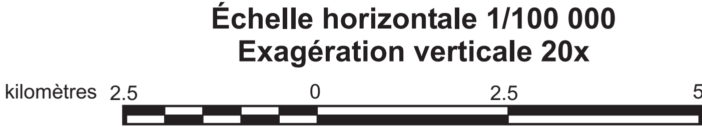


Coupe U

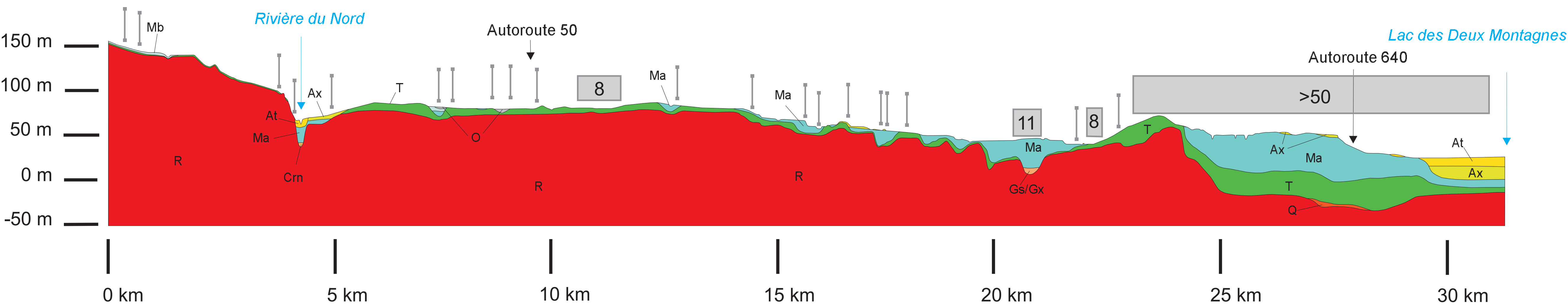


LÉGENDE

Mg	Sédiments remaniés par glissement de terrain
O	Sédiments organiques
E	Sédiments éoliens
Ap	Alluvions actuelles
At	Alluvions de terrasses fluviales
Ax	Alluvions des terrasses anciennes
Lb	Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
Mb	Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
Ma	Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
Crn	Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
Gs/Gx	Sédiments fluvioglaciaires
T	Till non-différencié
Q	Formations superficielles non-différenciées
R	Substratum rocheux non-différencié
(symbole)	Forage (localisation seulement)
10	Groupe de forages; quantité de forages



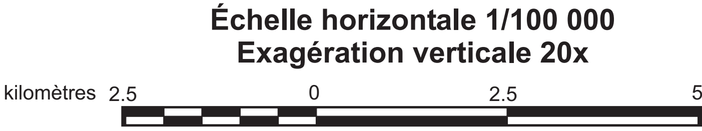
Coupe V



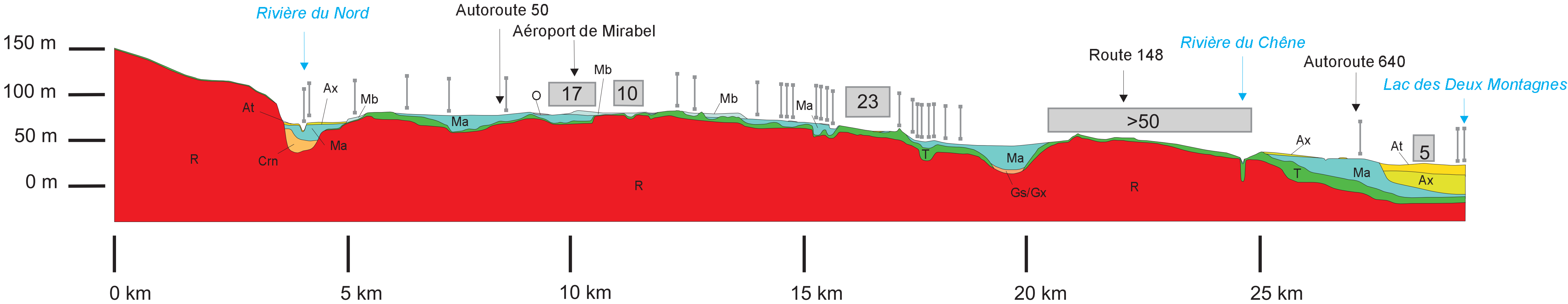
LÉGENDE

Mg	Sédiments remaniés par glissement de terrain
O	Sédiments organiques
E	Sédiments éoliens
Ap	Alluvions actuelles
At	Alluvions de terrasses fluviales
Ax	Alluvions des terrasses anciennes
Lb	Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
Mb	Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
Ma	Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
Crn	Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
Gs/Gx	Sédiments fluvioglaciaires
T	Till non-différencié
Q	Formations superficielles non-différenciées
R	Substratum rocheux non-différencié
(symbole)	Forage (localisation seulement)
10	Groupe de forages; quantité de forages

Échelle horizontale 1/100 000
Exagération verticale 20x

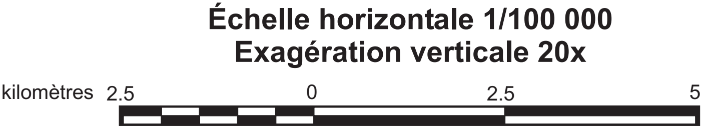


Coupe W

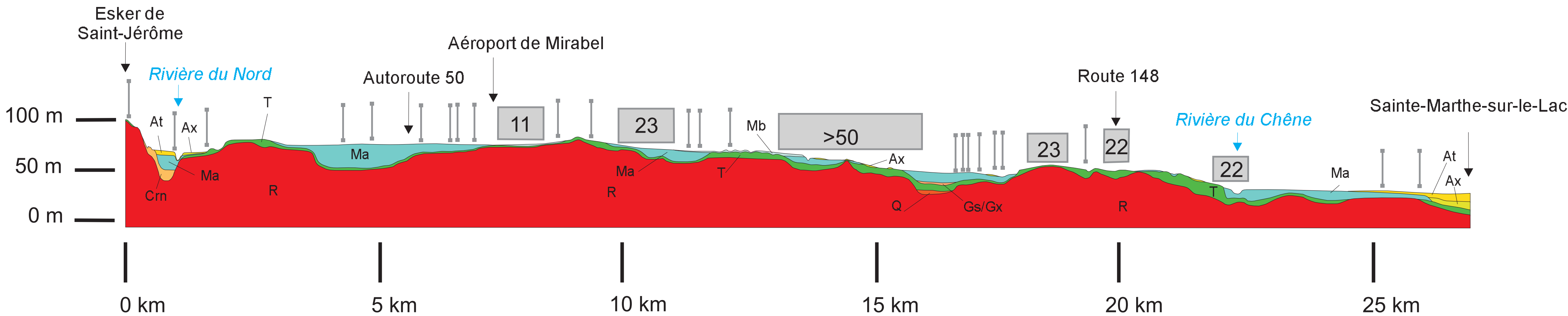


LÉGENDE

- Mg — Sédiments remaniés par glissement de terrain
- O — Sédiments organiques
- E — Sédiments éoliens
- Ap — Alluvions actuelles
- At — Alluvions de terrasses fluviales
- Ax — Alluvions des terrasses anciennes
- Lb — Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
- Mb — Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
- Ma — Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
- Crn — Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
- Gs/Gx — Sédiments fluvioglaciaires
- T — Till non-différencié
- Q — Formations superficielles non-différenciées
- R — Substratum rocheux non-différencié
- Forage (localisation seulement)
- 10 — Groupe de forages; quantité de forages



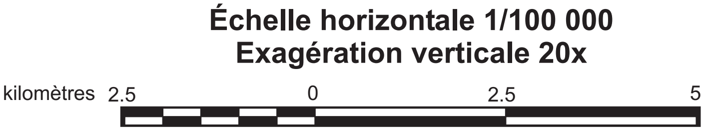
Coupe X



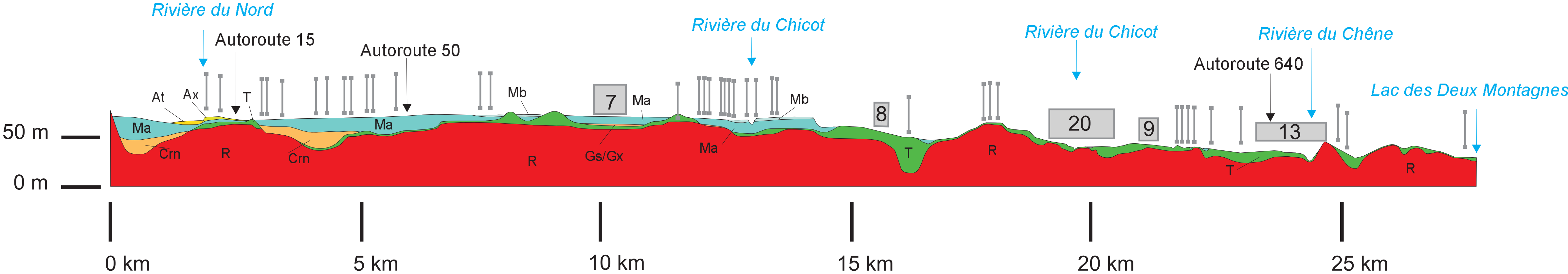
LÉGENDE

Code	Description
Mg	Sédiments remaniés par glissement de terrain
O	Sédiments organiques
E	Sédiments éoliens
Ap	Alluvions actuelles
At	Alluvions de terrasses fluviales
Ax	Alluvions des terrasses anciennes
Lb	Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
Mb	Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
Ma	Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
Crn	Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
Gs/Gx	Sédiments fluvioglaciaires
T	Till non-différencié
Q	Formations superficielles non-différenciées
R	Substratum rocheux non-différencié
(symbole)	Forage (localisation seulement)
10	Groupe de forages; quantité de forages

Échelle horizontale 1/100 000
Exagération verticale 20x

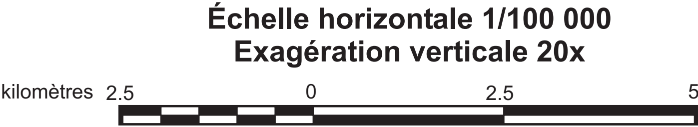


Coupe Y

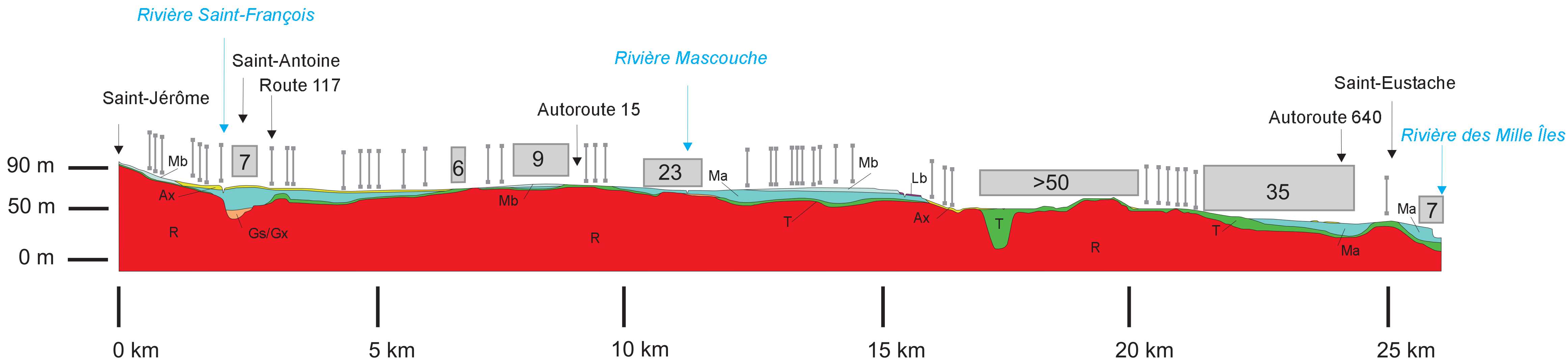


LÉGENDE

Mg	Sédiments remaniés par glissement de terrain
O	Sédiments organiques
E	Sédiments éoliens
Ap	Alluvions actuelles
At	Alluvions de terrasses fluviales
Ax	Alluvions des terrasses anciennes
Lb	Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
Mb	Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
Ma	Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
Crn	Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
Gs/Gx	Sédiments fluvioglaciaires
T	Till non-différencié
Q	Formations superficielles non-différenciées
R	Substratum rocheux non-différencié
(symbole)	Forage (localisation seulement)
10	Groupe de forages; quantité de forages

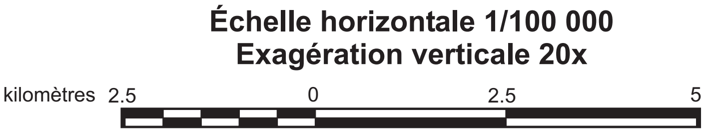


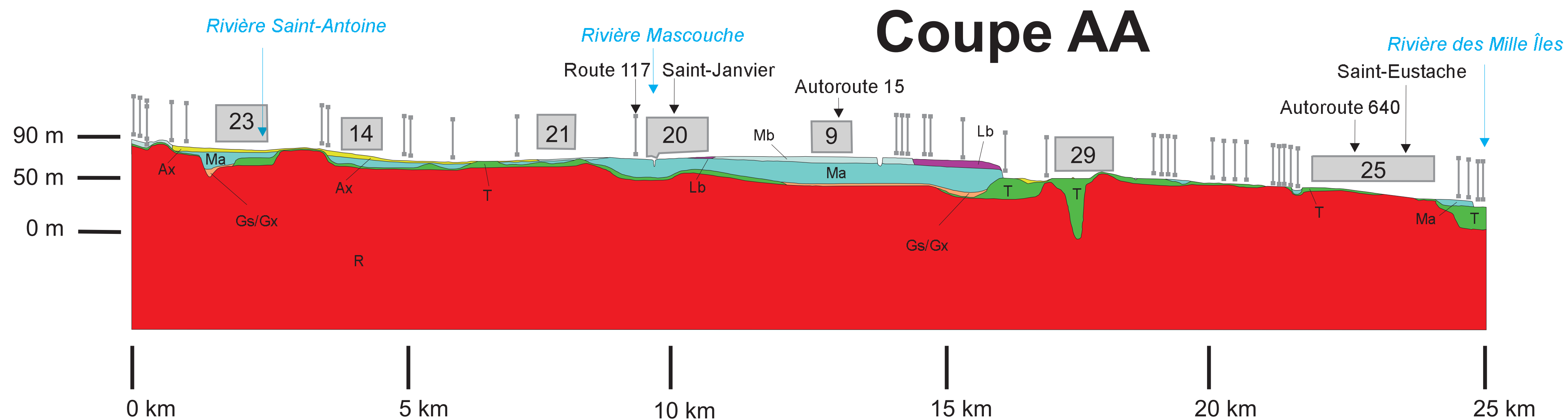
Coupe Z

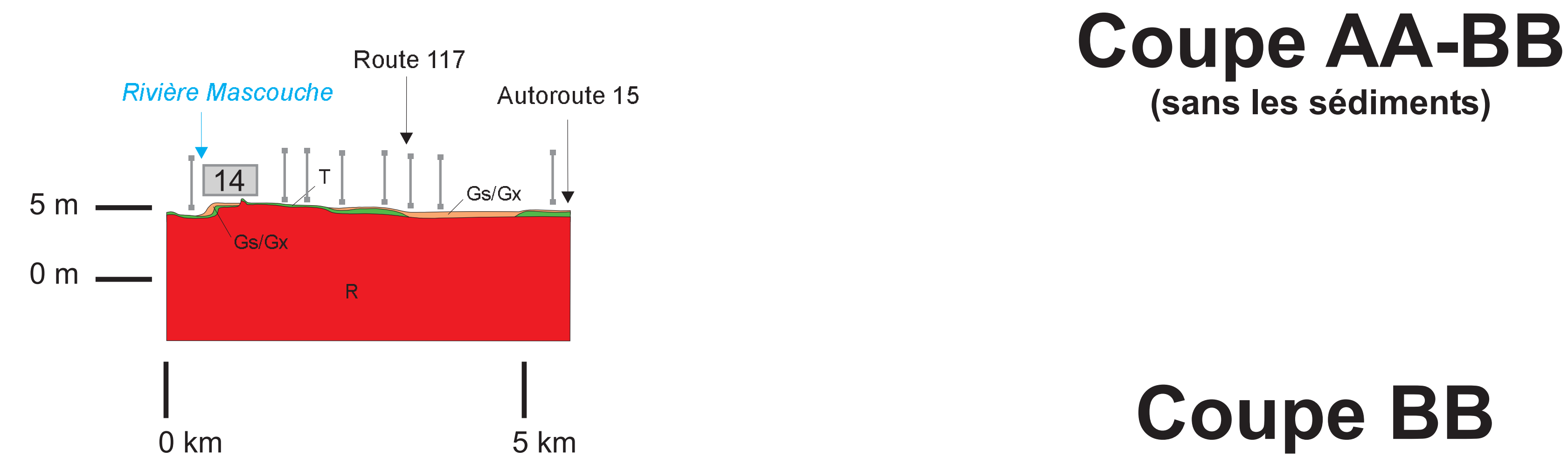


LÉGENDE

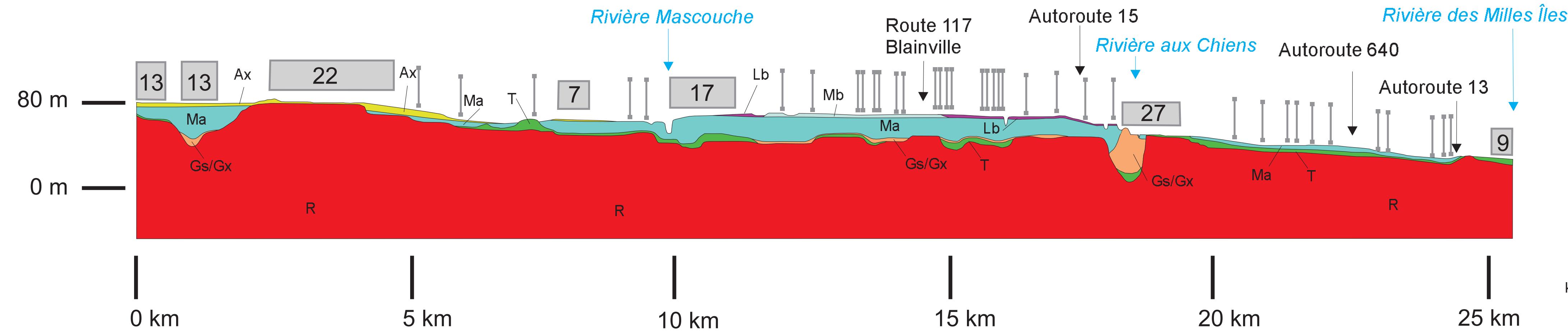
Mg	Sédiments remaniés par glissement de terrain
O	Sédiments organiques
E	Sédiments éoliens
Ap	Alluvions actuelles
At	Alluvions de terrasses fluviales
Ax	Alluvions des terrasses anciennes
Lb	Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
Mb	Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
Ma	Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
Crn	Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
Gs/Gx	Sédiments fluvioglaciaires
T	Till non-différencié
Q	Formations superficielles non-différenciées
R	Substratum rocheux non-différencié
(forage)	Forage (localisation seulement)
10	Groupe de forages; quantité de forages





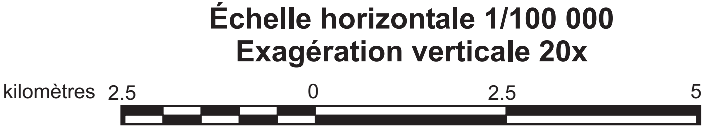


Coupe BB

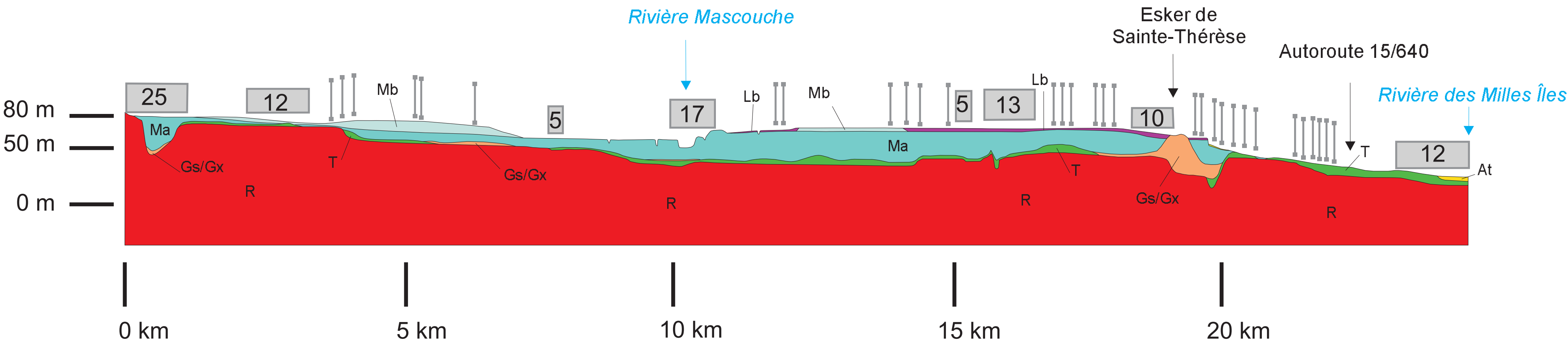


LÉGENDE

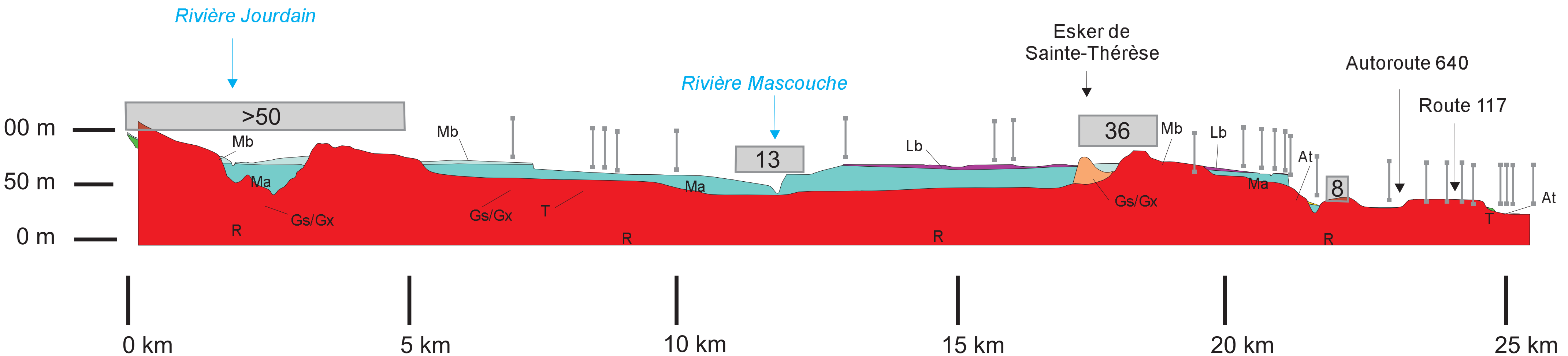
Mg	Sédiments remaniés par glissement de terrain
O	Sédiments organiques
E	Sédiments éoliens
Ap	Alluvions actuelles
At	Alluvions de terrasses fluviales
Ax	Alluvions des terrasses anciennes
Lb	Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
Mb	Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
Ma	Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
Crn	Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
Gs/Gx	Sédiments fluvioglaciaires
T	Till non-différencié
Q	Formations superficielles non-différenciées
R	Substratum rocheux non-différencié
	Forage (localisation seulement)
10	Groupe de forages; quantité de forages



Coupe CC



Coupe DD



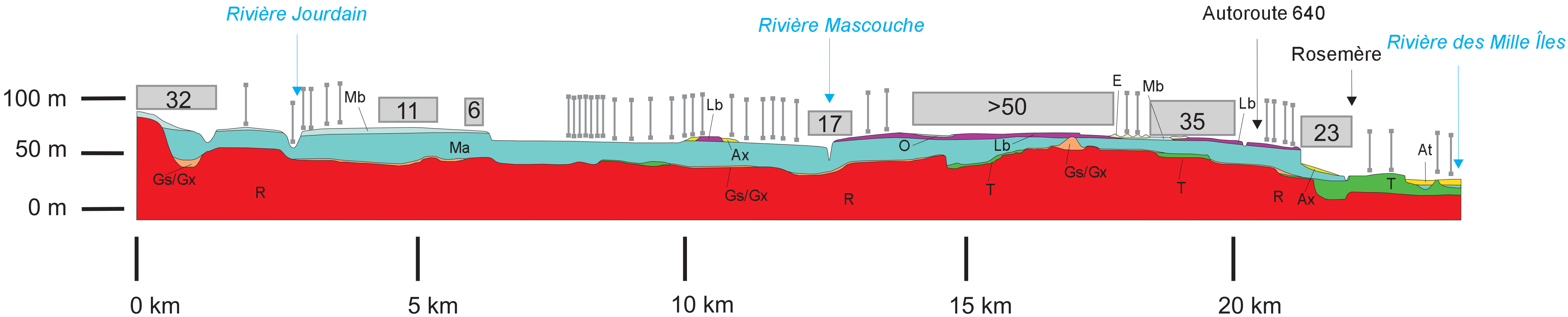
LÉGENDE

Mg	Sédiments remaniés par glissement de terrain
O	Sédiments organiques
E	Sédiments éoliens
Ap	Alluvions actuelles
At	Alluvions de terrasses fluviales
Ax	Alluvions des terrasses anciennes
Lb	Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
Mb	Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
Ma	Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
Crn	Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
Gs/Gx	Sédiments fluvioglaciaires
T	Till non-différencié
Q	Formations superficielles non-différenciées
R	Substratum rocheux non-différencié
	Forage (localisation seulement)
10	Groupe de forages; quantité de forages

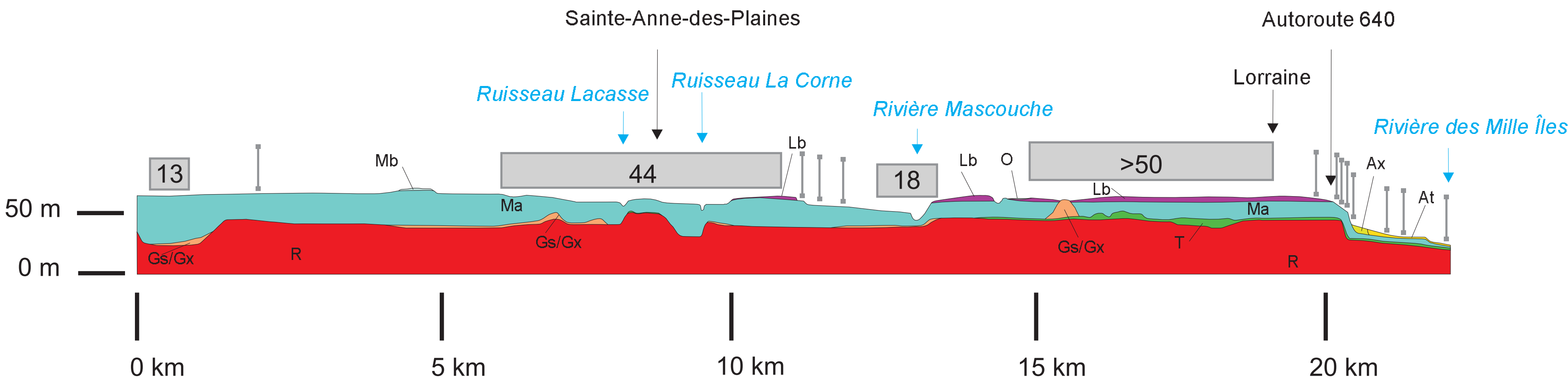
Échelle horizontale 1/100 000
Exagération verticale 20x



Coupe EE



Coupe FF



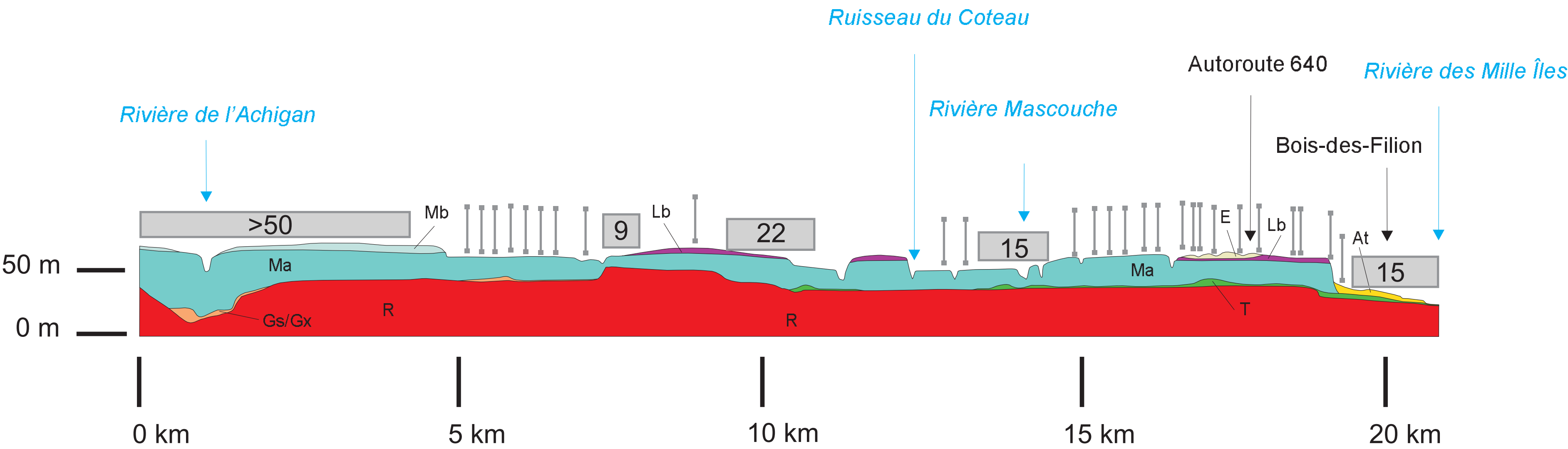
LÉGENDE

Mg	Sédiments remaniés par glissement de terrain
O	Sédiments organiques
E	Sédiments éoliens
Ap	Alluvions actuelles
At	Alluvions de terrasses fluviales
Ax	Alluvions des terrasses anciennes
Lb	Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
Mb	Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
Ma	Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
Crn	Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
Gs/Gx	Sédiments fluvioglaciaires
T	Till non-différencié
Q	Formations superficielles non-différenciées
R	Substratum rocheux non-différencié
(symbole)	Forage (localisation seulement)
10	Groupe de forages; quantité de forages

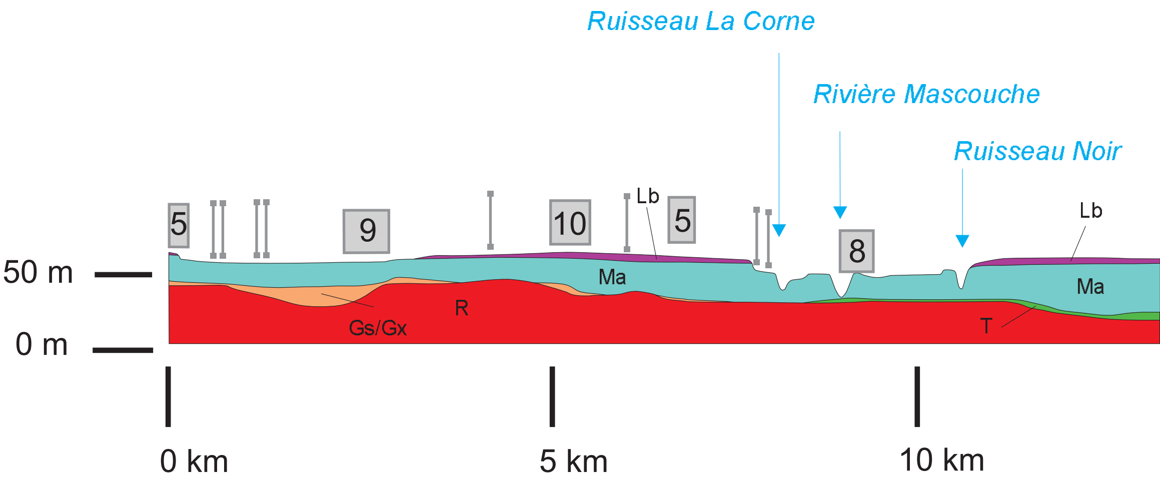
Échelle horizontale 1/100 000
Exagération verticale 20x



Coupe GG



Coupe HH



LÉGENDE

- **Mg** Sédiments remaniés par glissement de terrain
- **O** Sédiments organiques
- **E** Sédiments éoliens
- **Ap** Alluvions actuelles
- **At** Alluvions de terrasses fluviales
- **Ax** Alluvions des terrasses anciennes
- **Lb** Sédiments littoraux et d'exondation (Lac Lampsilis)
- **Mb** Sédiments littoraux et d'exondation (Mer de Champlain)
- **Ma** Sédiments fins d'eau profonde (Mer de Champlain)
- **Crn** Complexe Rivière du Nord, sédiments fluvioglaciaires et séds. marins remaniés
- **Gs/Gx** Sédiments fluvioglaciaires
- **T** Till non-différencié
- **Q** Formations superficielles non-différenciées
- **R** Substratum rocheux non-différencié
- Forage (localisation seulement)
- **10** Groupe de forages; quantité de forages

Échelle horizontale 1/100 000
Exagération verticale 20x



APPENDICE H

CARTES D'ISOPAQUES DES UNITÉS QUATERNAIRES ET CARTE D'ÉLÉVATION DU ROC

L'Appendice H présente une série de cartes d'isopaques des formations quaternaires. Ces cartes ont été construites à partir des données du modèle 3D.

528 000 m E. 40 50 60 70 80 90 597 000 m E.

5 079 000 m N.

Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments sous le till régional

LÉGENDE

(M) Épaisseur

50
45
40
35
30
25
20
15
10
5
0 (Topographie du modèle)

10 Courbe d'égale épaisseur (m)

Équidistance de 10m

Non disponible

Échelle 1/200 000

kilomètres 5 0 5 10

Projection transverse universelle de Mercator
Système de référence géodésique nord-americain, 1983
Zone 18

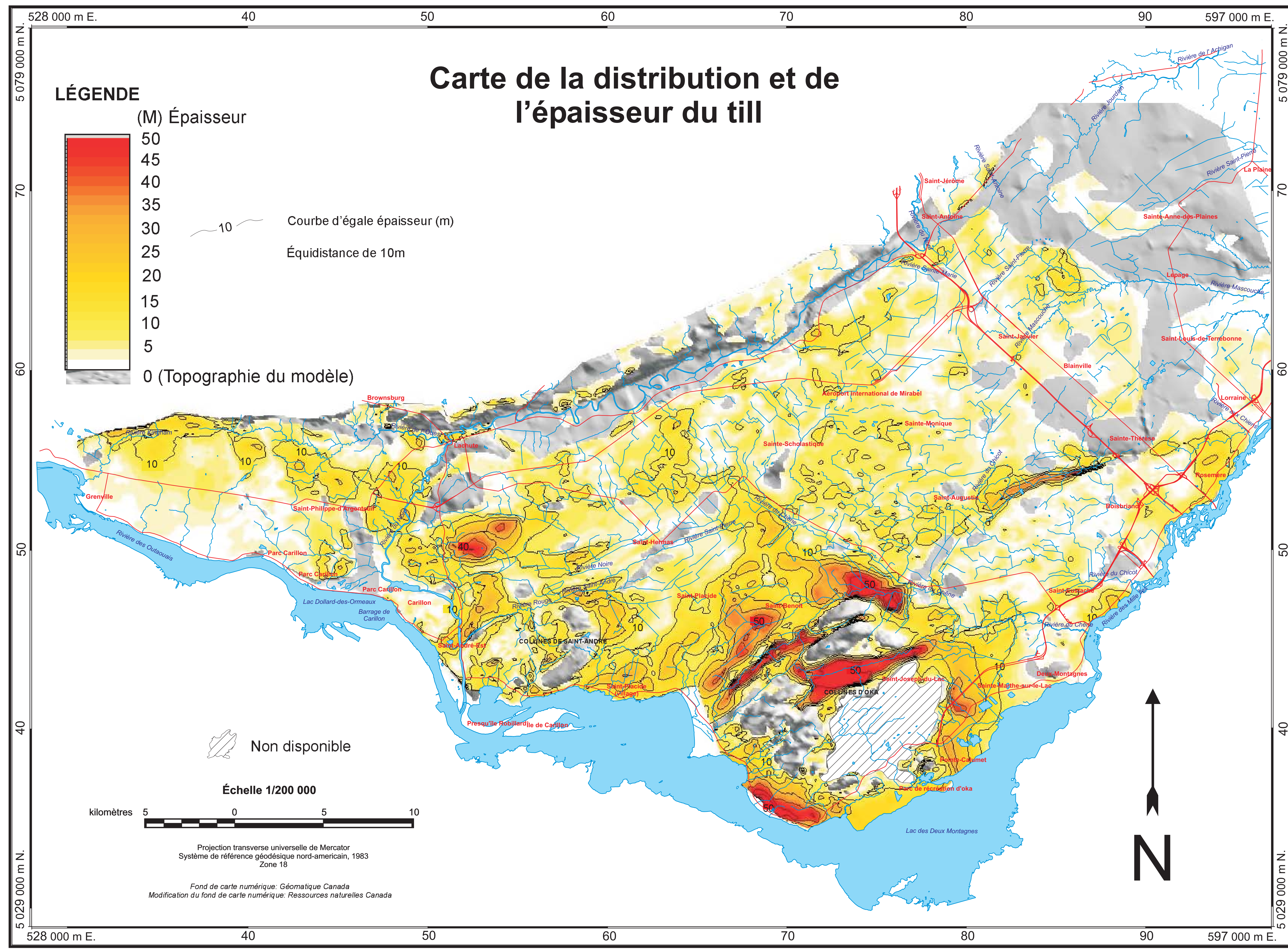
Fond de carte numérique: Géomatique Canada
Modification du fond de carte numérique: Ressources naturelles Canada

N

Saint-Jérôme
Saint-Antoine
Sainte-Anne-des-Plaines
La Plaine
Lepage
Saint-Janvier
Saint-Louis-de-Terrebonne
Blainville
Aéroport international de Mirabel
Lorraine
Sainte-Monique
Sainte-Scholastique
Sainte-Thérèse
Rosemère
Saint-Augustin
Boisbriand
Brownsburg
Lachute
Grenville
Saint-Philippe-d'Argenteuil
Parc Carillon
Carillon
Saint-Hermas
Saint-Placide
Saint-Benoît
Saint-Eustache
Saint-André-Est
COLLINES DE SAINT-ANDRÉ
COLLINES D'OKA
Saint-Joseph-du-Lac
Deux-Montagnes
Sainte-Marthe-sur-le-Lac
Saint-Placide (village)
Presqu'île Robillard
Île de Carillon
Pointe-Calumet
Parc de récréation d'oka
Lac Dollard-des-Ormeaux
Barrage de Carillon
Lac des Deux Montagnes
Rivière des Outaouais
Rivière Kingham
Rivière de l'Ouest
Rivière du Nord
Rivière Noire
Rivière Rouge
Rivière Saint-André
Rivière Saint-Pierre
Rivière du Chêne
Rivière du Chicot
Rivière des Mille Îles
Rivière Mascouche
Rivière Saint-Pierre
Rivière Jourdain
Rivière de l'Achigan
Rivière Sainte-Marie
Rivière Saint-Antoine
Rivière aux Chiens

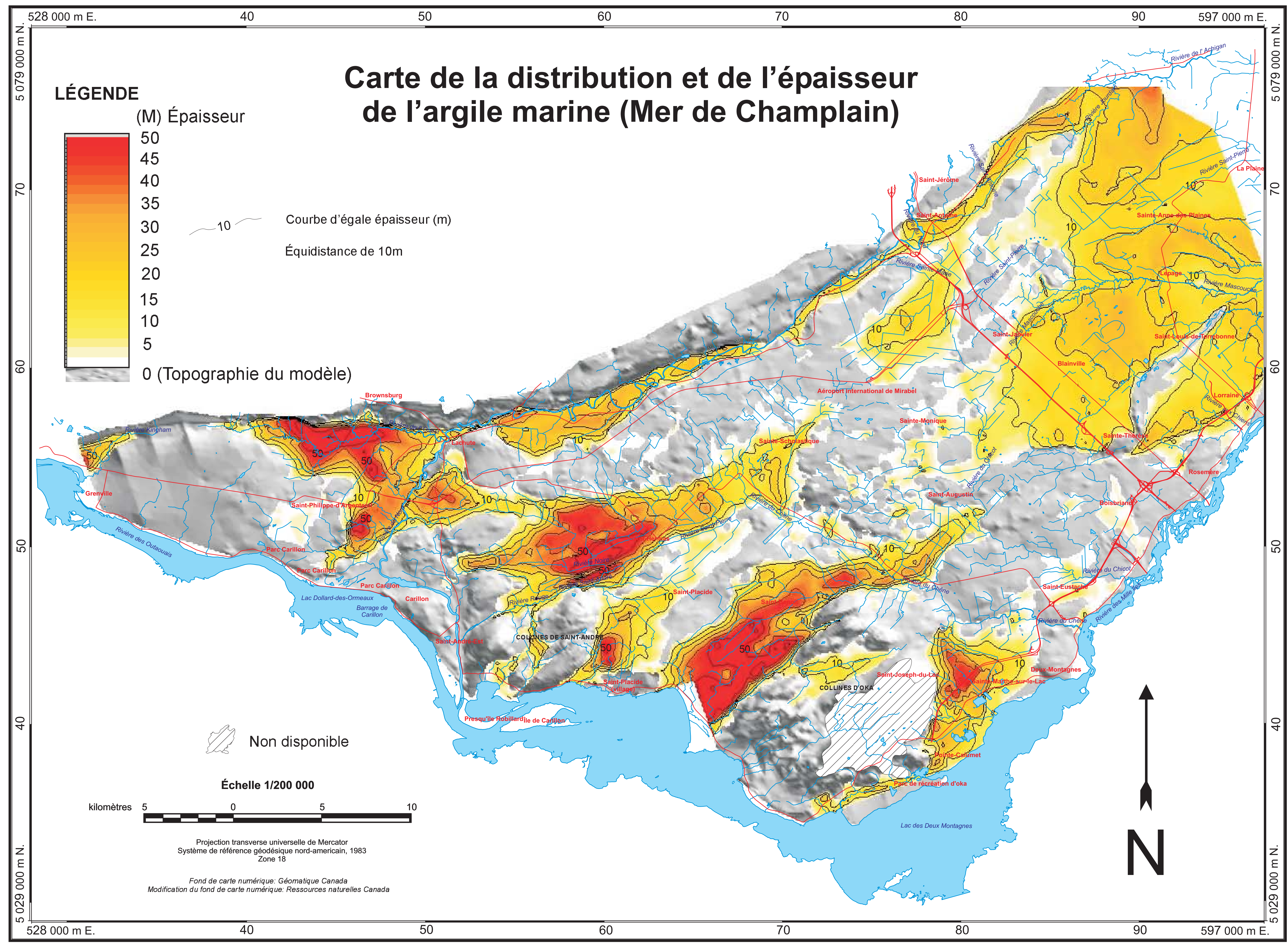
5 029 000 m N.

528 000 m E. 40 50 60 70 80 90 597 000 m E.

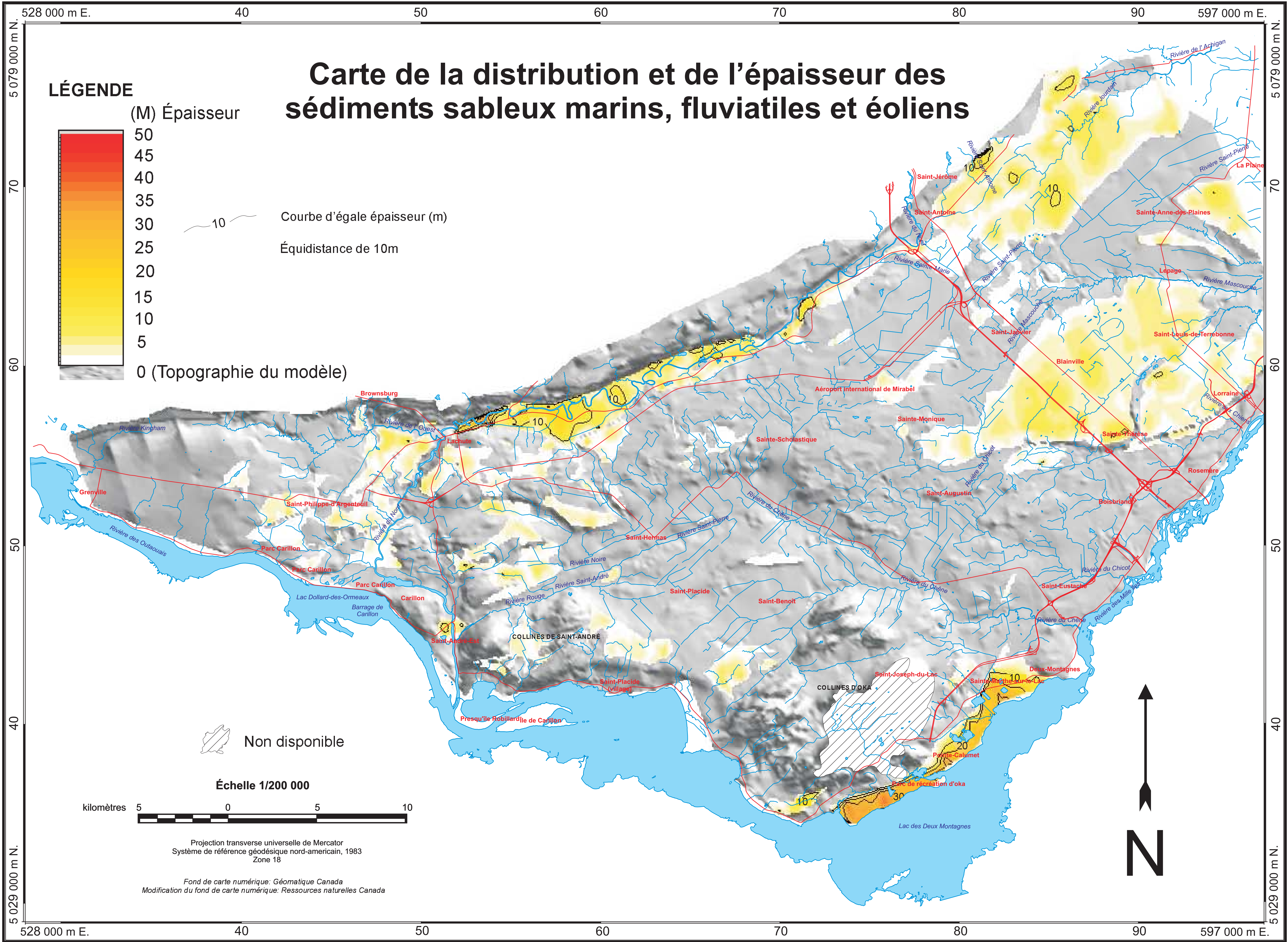

Carte de la distribution et de l'épaisseur du till
LÉGENDE
(M) Épaisseur
50
45
40
35
30
25
20
15
10
5
0 (Topographie du modèle)
Courbe d'égale épaisseur (m)
Équidistance de 10m
Non disponible
Échelle 1/200 000
kilomètres 5 0 5 10
Projection transverse universelle de Mercator
Système de référence géodésique nord-americain, 1983
Zone 18
Fond de carte numérique: Géomatique Canada
Modification du fond de carte numérique: Ressources naturelles Canada
528 000 m E.
597 000 m E.
5 079 000 m N.
5 029 000 m N.
N
Saint-Jérôme
Saint-Antoine
Sainte-Anne-des-Plaines
La Plaine
Lepage
Saint-Janvier
Saint-Louis-de-Terrebonne
Blainville
Aéroport international de Mirabel
Lorraine
Sainte-Monique
Sainte-Scholastique
Sainte-Thérèse
Rosemère
Saint-Augustin
Boisbriand
Brownsburg
Lachute
Grenville
Saint-Philippe-d'Argenteuil
Parc Carillon
Carillon
Saint-Hermas
Saint-Placide
Saint-Benoît
Saint-Eustache
Deux-Montagnes
Sainte-Marthe-sur-le-Lac
Saint-Joseph-du-Lac
COLLINES D'OKA
COLLINES DE SAINT-ANDRÉ
Saint-André-Est
Pointe-Calumet
Parc de récréation d'oka
Lac des Deux Montagnes
Lac Dollard-des-Ormeaux
Barrage de Carillon
Presqu'île Robillard
Île de Carillon
Rivière des Outaouais
Rivière Rouge
Rivière Noire
Rivière du Chêne
Rivière des Mille Îles
Rivière du Chicot
Rivière Mascouche
Rivière de l'Achigan
Rivière Jourdain
Rivière Saint-Pierre
Rivière Sainte-Marie
Rivière du Nord
Rivière de l'Ouest

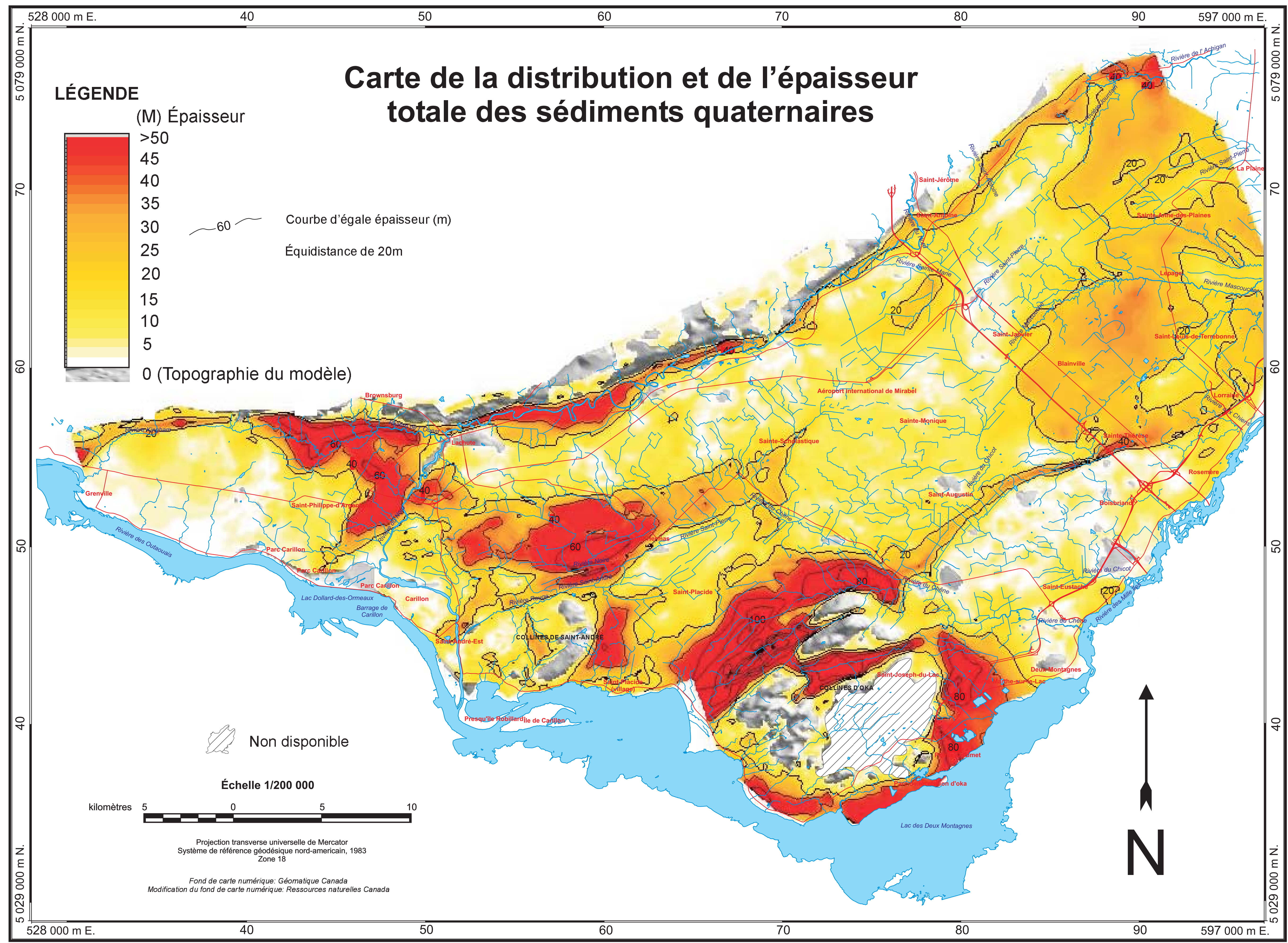
Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments fluvioglaciaires[1]

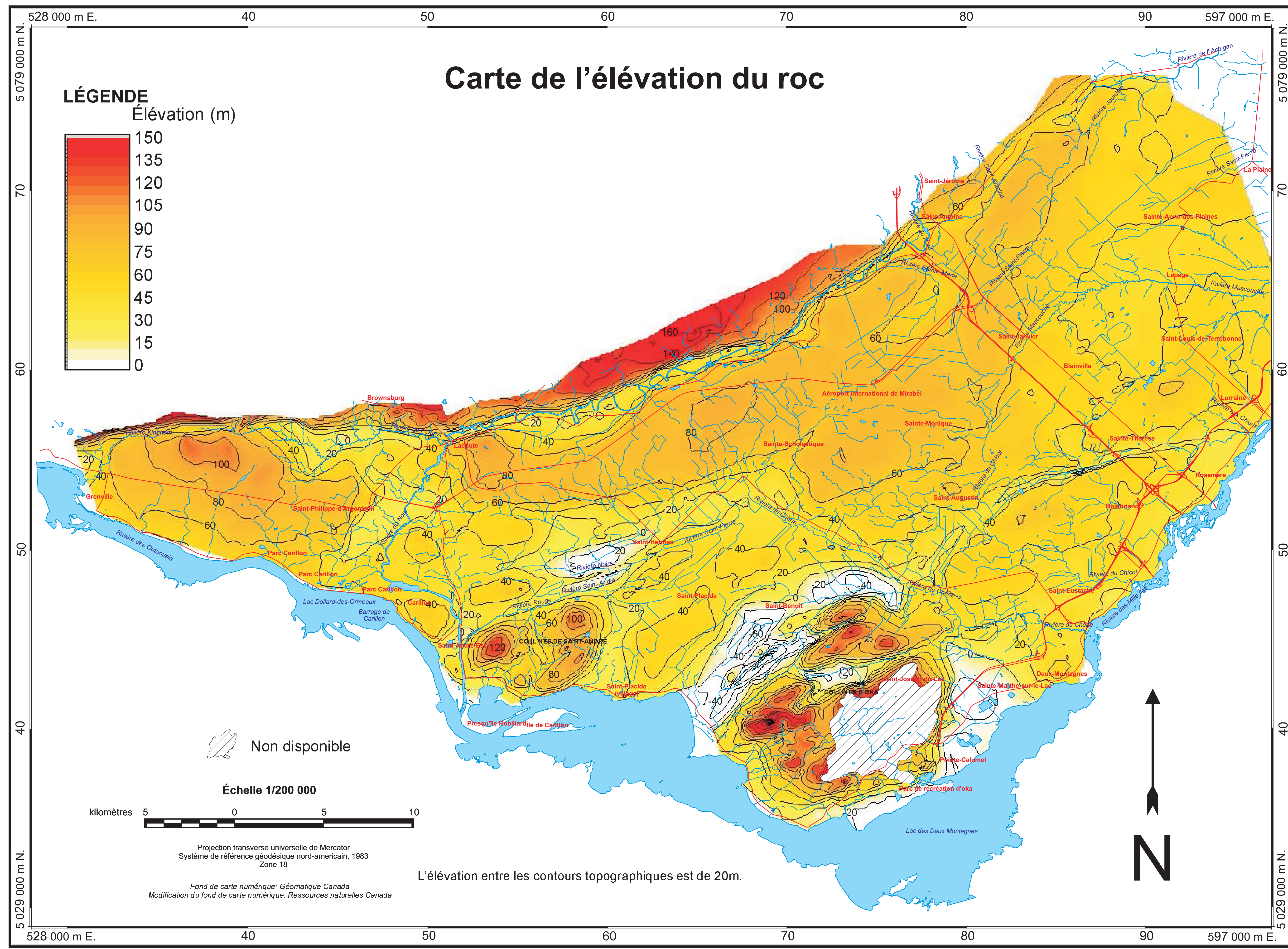
[1]Comprend aussi les sédiments marins remaniés sous les argiles de la rivière du Nord.



Carte de la distribution et de l'épaisseur de l'argile marine (Mer de Champlain)
LÉGENDE
(M) Épaisseur
50
45
40
35
30
25
20
15
10
5
0 (Topographie du modèle)
Courbe d'égale épaisseur (m)
Équidistance de 10m
Non disponible
Échelle 1/200 000
kilomètres 5 0 5 10
Projection transverse universelle de Mercator
Système de référence géodésique nord-americain, 1983
Zone 18
Fond de carte numérique: Géomatique Canada
Modification du fond de carte numérique: Ressources naturelles Canada
528 000 m E.
597 000 m E.
5 079 000 m N.
5 029 000 m N.
N
Saint-Jérôme
Saint-Antoine
Sainte-Anne-des-Plaines
La Plaine
Lepage
Saint-Janvier
Saint-Louis-de-Terrebonne
Blainville
Lorraine
Sainte-Thérèse
Rosemère
Boisbriand
Aéroport international de Mirabel
Sainte-Monique
Sainte-Scholastique
Saint-Augustin
Brownsburg
Lachute
Grenville
Saint-Philippe-d'Argenteuil
Parc Carillon
Carillon
Lac Dollard-des-Ormeaux
Barrage de Carillon
Rivière des Outaouais
Saint-André-Est
COLLINES DE SAINT-ANDRÉ
Saint-Placide
Saint-Placide (village)
Presqu'île Robillard
Île de Carillon
COLLINES D'OKA
Saint-Joseph-du-Lac
Sainte-Marthe-sur-le-Lac
Deux-Montagnes
Saint-Eustache
Pointe-Calumet
Parc de récréation d'oka
Lac des Deux Montagnes
Rivière du Chicot
Rivière du Chêne
Rivière des Mille Îles
Rivière Mascouche
Rivière Saint-Pierre
Rivière de l'Achigan
Rivière Kingham
Rivière Rouge


Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments sableux marins, fluviatiles et éoliens
LÉGENDE
(M) Épaisseur
50
45
40
35
30
25
20
15
10
5
0 (Topographie du modèle)
Courbe d'égale épaisseur (m)
Équidistance de 10m
Non disponible
Échelle 1/200 000
kilomètres
Projection transverse universelle de Mercator
Système de référence géodésique nord-americain, 1983
Zone 18
Fond de carte numérique: Géomatique Canada
Modification du fond de carte numérique: Ressources naturelles Canada
528 000 m E.
597 000 m E.
5 079 000 m N.
5 029 000 m N.
N
COLLINES DE SAINT-ANDRÉ
COLLINES D'OKA
Lac des Deux Montagnes
Lac Dollard-des-Ormeaux
Rivière des Outaouais
Saint-Jérôme
Lachute
Brownsburg
Grenville
Saint-Eustache
Deux-Montagnes
Blainville
Sainte-Thérèse
Boisbriand
Rosemère
Lorraine
Aéroport International de Mirabel
Sainte-Scholastique
Saint-Benoit
Saint-Placide
Saint-Hermas
Carillon


Carte de la distribution et de l'épaisseur totale des sédiments quaternaires
LÉGENDE
(M) Épaisseur
>50
45
40
35
30
25
20
15
10
5
0 (Topographie du modèle)
Courbe d'égale épaisseur (m)
Équidistance de 20m
Non disponible
Échelle 1/200 000
kilomètres 5 0 5 10
Projection transverse universelle de Mercator
Système de référence géodésique nord-americain, 1983
Zone 18
Fond de carte numérique: Géomatique Canada
Modification du fond de carte numérique: Ressources naturelles Canada
528 000 m E.
597 000 m E.
5 079 000 m N.
5 029 000 m N.
N
Saint-Jérôme
Brownsburg
Lachute
Grenville
Saint-Philippe-d'Argenteuil
Parc Carillon
Carillon
Saint-André-Est
COLLINES DE SAINT-ANDRÉ
COLLINES D'OKA
Saint-Placide
Saint-Joseph-du-Lac
Sainte-Scholastique
Sainte-Monique
Aéroport international de Mirabel
Saint-Augustin
Blainville
Sainte-Thérèse
Boisbriand
Rosemère
Lorraine
Saint-Eustache
Deux-Montagnes
Lepage
Saint-Janvier
Sainte-Anne-des-Plaines
Saint-Louis-de-Terrebonne
La Plaine
Lac des Deux Montagnes
Lac Dollard-des-Ormeaux
Barrage de Carillon
Rivière des Outaouais
Rivière du Nord
Rivière du Chêne
Rivière des Mille Îles
Rivière Mascouche
Rivière de l'Achigan
Rivière Saint-Pierre
Rivière du Chicot
Presqu'île Robillard
Île de Carillon


Carte de l'élévation du roc
LÉGENDE
Élévation (m)
150
135
120
105
90
75
60
45
30
15
0
Non disponible
Échelle 1/200 000
kilomètres 5 0 5 10
Projection transverse universelle de Mercator
Système de référence géodésique nord-americain, 1983
Zone 18
Fond de carte numérique: Géomatique Canada
Modification du fond de carte numérique: Ressources naturelles Canada
L'élévation entre les contours topographiques est de 20m.
N
528 000 m E.
597 000 m E.
5 079 000 m N.
5 029 000 m N.
Saint-Jérôme
Saint-Antoine
Brownsburg
Lachute
Grenville
Saint-Philippe-d'Argenteuil
Parc Carillon
Carillon
Lac Dollard-des-Ormeaux
Barrage de Carillon
Rivière des Outaouais
COLLINES DE SAINT-ANDRÉ
Saint-Hermas
Saint-Placide
Saint-Benoit
COLLINES D'OKA
Presqu'île Robillard
Île de Carillon
Saint-Joseph-du-Lac
Sainte-Marthe-sur-le-Lac
Pointe-Calumet
Parc de récréation d'oka
Lac des Deux Montagnes
Deux-Montagnes
Saint-Eustache
Boisbriand
Rosemère
Sainte-Thérèse
Lorraine
Blainville
Saint-Janvier
Aéroport international de Mirabel
Sainte-Monique
Sainte-Scholastique
Saint-Augustin
Sainte-Anne-des-Plaines
La Plaine
Lepage
Saint-Louis-de-Terrebonne
Rivière du Chicot
Rivière du Chêne
Rivière des Mille Îles
Rivière Mascouche
Rivière Saint-Pierre
Rivière de l'Achigan
Rivière Noire
Rivière Saint-André
Rivière Rouge
Rivière du Nord

APPENDICE I

CARTE DE LA GÉOLOGIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES

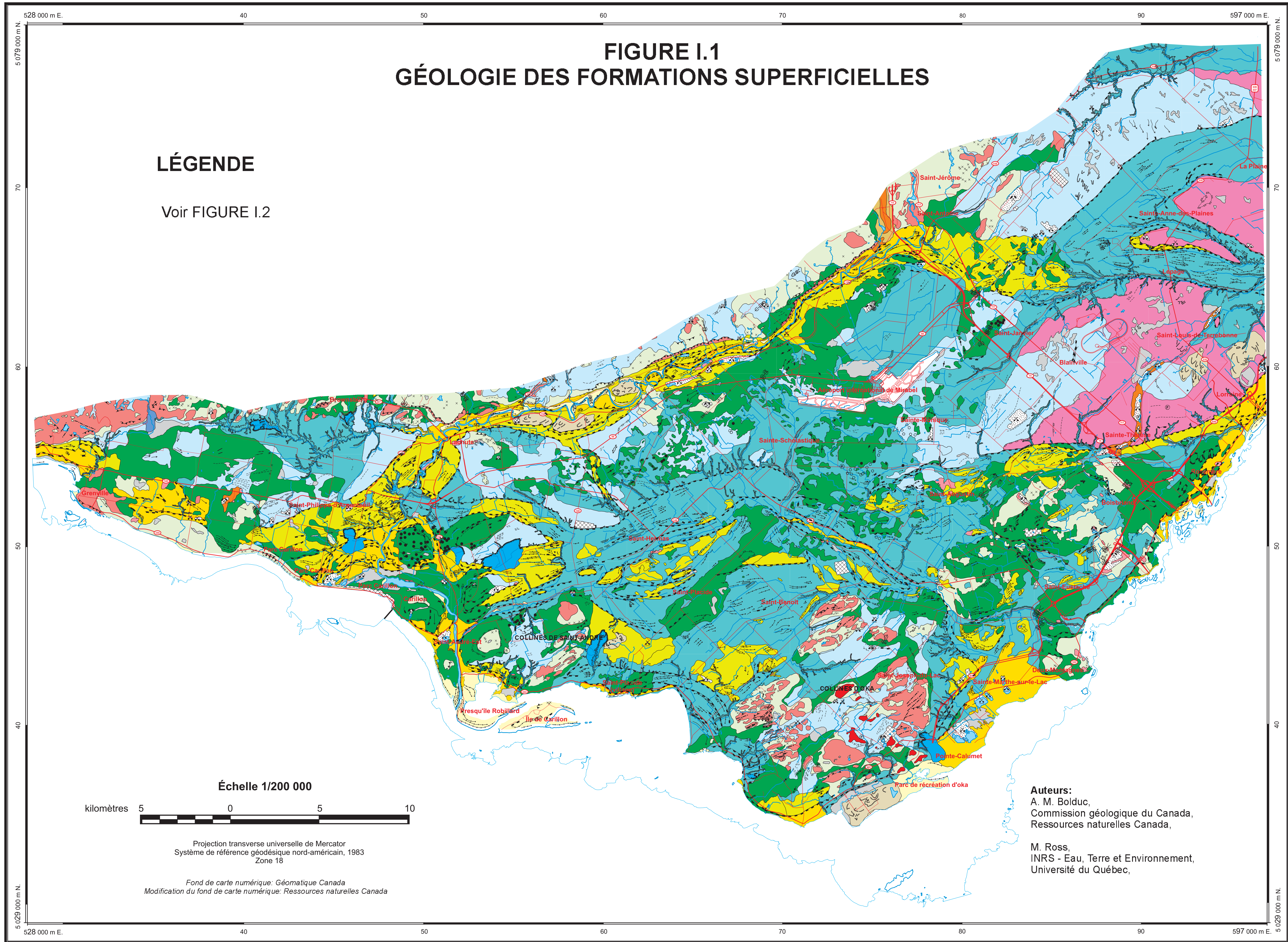


FIGURE I.1
GÉOLOGIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES
LÉGENDE
Voir FIGURE I.2
Échelle 1/200 000
kilomètres 5 0 5 10
Projection transverse universelle de Mercator
Système de référence géodésique nord-américain, 1983
Zone 18
Fond de carte numérique: Géomatique Canada
Modification du fond de carte numérique: Ressources naturelles Canada
Auteurs:
A. M. Bolduc,
Commission géologique du Canada,
Ressources naturelles Canada,
M. Ross,
INRS - Eau, Terre et Environnement,
Université du Québec,
528 000 m E.
597 000 m E.
5 079 000 m N.
5 029 000 m N.
Saint-Jérôme
La Plaine
Sainte-Anne-des-Plaines
Saint-Louis-de-Terrebonne
Blainville
Lorraine
Sainte-Thérèse
Aéroport international de Mirabel
Sainte-Scholastique
Grenville
Lachute
COLLINES DE SAINT-ANDRÉ
COLLINES D'OKA
Saint-Benoît
Sainte-Marthe-sur-le-Lac
Pointe-Calumet
Parc de récréation d'oka
Presqu'île Robillard
Île de Carillon

FIGURE I.2
GÉOLOGIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES : LÉGENDE

FORMATIONS SUPERFICIELLES

QUATERNAIRE

HOLOCÈNE

SÉDIMENTS DE VERSANT

Mg — ***Sédiments remaniés par des glissements de terrain :*** *argilo-silts remaniés par des glissements de terrain et occupant le plus souvent des amphithéâtres marqués par des modelés chaotiques ou en gradins; selon la nature du matériel recouvrant les argilo-silts marins, ces sédiments peuvent comprendre des amas de sable ou de gravier entraînés par les glissements*

SÉDIMENTS ORGANIQUES

O — ***Dépôts organiques :*** *tourbe, plus ou moins décomposée; épaisseur variant de 0,3 à 4 m*

SÉDIMENTS ÉOLIENS

E — ***Sédiments éoliens :*** *sable fin à stratifications obliques diffuses mis en place par le vent sous forme de dunes paraboliques formées à la surface des sédiments littoraux et alluviaux fraîchement exondés; indiquent des vents dominants provenant du nord-est ou du sud-ouest; pouvant contenir des horizons organiques tels des paléo-sols; d'une hauteur variant de 1 à 10 m. L'éolisation des dunes stabilisées et autres surfaces sableuses peut reprendre si la couverture végétale est enlevée, soit lors de feux de forêts ou par l'activité anthropique. Localisés principalement dans la vallée de la Rivière du Nord*

SÉDIMENTS ALLUVIAUX

Sédiments mis en place le long des cours d'eau du système fluvial actuel et lors de leur incision dans les formations quaternaires antérieures. Ces sédiments incluent notamment des alluvions mises en place dans les anciens chenaux de la proto-rivière des Outaouais. La transition entre les sédiments de la Mer de Champlain et ceux de la proto-rivière des Outaouais s'est effectuée entre 70 m (à l'ouest) et 55 m (à l'est). Entre ces altitudes, des faciès estuariens sont présents

Ap — ***Alluvions actuelles :*** *sable, silt sableux, sable graveleux et gravier contenant fréquemment de la matière organique; de 0,5 à 3 m d'épaisseur; levées, barres et plaines alluviales actuelles*

At — ***Alluvions des terrasses fluviales :*** *sable, silt sableux, sable graveleux et gravier contenant un peu de matière organique; de 0,5 à 5 m d'épaisseur; surface généralement marquée par des levées et barres alluviales et parfois remaniée par l'action éolienne*

Ax — ***Alluvions des terrasses fluviales anciennes :*** *sable, silt sableux et gravier contenant un peu de matière organique; de 0,5 à 5 m d'épaisseur; restreintes à des zones situées principalement en marge des couloirs fluviaux actuels, entre la Rivière du Nord et la Rivière des Outaouais. Les faciès estuariens sont fréquents dans cette unité. Surface généralement marquée par des levées et barres alluviales et parfois remaniée par l'action éolienne; l'abaissement du niveau de base est visible par l'étagement des terrasses*

SÉDIMENTS DU LAC LAMPSILIS

Sédiments mis en place dans le lac Lampsilis, un bassin successeur de la Mer de Champlain et ancêtre du Lac Saint-Pierre actuel, comprenant principalement des sables et graviers littoraux et prélittoraux; pouvant aussi inclure des sédiments remaniés à partir d'unités sous-jacentes. Les sédiments fins mis en place dans ce bassin n'ont pas été différenciés de ceux mis en place dans la Mer de Champlain. Dans cette partie du bassin, le passage des eaux saumâtres de la fin de la Mer de Champlain aux eaux douces du Lac Lampsilis s'est produit à une altitude d'environ 65 m

Lb — ***Sédiments littoraux, prélittoraux et d'exondation :*** *sable, silt sableux, sable graveleux et gravier stratifiés et généralement bien triés; d'épaisseur variant de 0,5 à 5 m environ; mis en place en eaux peu profondes lors de la phase plénilacustre et lors de l'exondation; surface généralement marquée par des crêtes de plage et parfois remaniée par l'action éolienne; puisqu'il s'agit principalement de faciès d'exondation, ces sédiments forment le plus souvent une couverture mince reposant sur des sédiments marins d'eau profonde (unité Ma)*

WISCONSINIEN SUPÉRIEUR

SÉDIMENTS MARINS

Sédiments mis en place lors de l'épisode de la Mer de Champlain; généralement fossilifères, comprenant principalement des silts et argiles déposés en eau profonde ainsi que des sables et graviers littoraux, prélittoraux et deltaïques; pouvant aussi inclure des diamictons glaciomarins et des sédiments remaniés à partir d'unités sous-jacentes. L'altitude maximum atteinte par la Mer de Champlain est d'environ 250 m dans cette partie du piémont laurentien

Md — ***Sédiments deltaïques :*** *sable, sable graveleux et gravier, stratifiés et bien triés; jusqu'à 30 m d'épaisseur; mis en place à l'embouchure de cours d'eau se déversant dans la Mer de Champlain; comprenant localement des sédiments silto-sableux prodeltaïques*

Mb — ***Sédiments littoraux, prélittoraux et d'exondation :*** *sable, silt sableux, sable graveleux et gravier stratifiés et généralement bien triés; d'épaisseur variant de 0,5 à 5 m environ; mis en place en eau peu profonde lors de la phase plénimarine et lors de l'exondation; surface généralement marquée par des crêtes de plage et parfois remaniée par l'action éolienne; lorsqu'il s'agit de faciès d'exondation, ces sédiments forment généralement une couverture mince sur les sédiments d'eau profonde*

Ma — ***Sédiments fins d'eau profonde :*** *silt argileux et argile silteuse, gris moyen à gris foncé, massifs, laminés ou stratifiés, comprenant localement des rythmites; variant de moins de 1 m à plus de 80 m (en forage) d'épaisseur; principalement mis en place par décantation durant la phase d'inondation marine*

SÉDIMENTS FLUVIOGLACIAIRES

Sédiments stratifiés mis en place par les eaux de fonte au contact ou à proximité du glacier. Les unités sises sous la limite marine ont généralement été remaniées par les vagues et les courants lors de la submersion marine et de l'exondation

Gs — ***Sédiments d'épandage proglaciaire subaquatique :*** *sable et sable silteux, un peu de gravier; de 1 à 20 m d'épaisseur ; formant des amas mis en place en eau plus ou moins profonde au bout de tunnels sous- ou intra- glaciaires débouchant dans le lac Candona ou la Mer de Champlain; parfois exposés sous les argilo-silts marins dans les sablières*

Gx — ***Sédiments juxtaglaciaires :*** *sable et gravier, blocs, un peu de till ou de diamicton; jusqu'à 40 m d'épaisseur; formant des eskers, des kames et des crêtes morainiques dont la surface est généralement bosselée*

SÉDIMENTS GLACIAIRES

Diamicton à matrice sablo-silteuse à silto-argileuse mis en place directement par le glacier. De couleur gris olive sur le bouclier, à gris moyen ou brunâtre sur la plate-forme paléozoïque. Le remaniement par les vagues et les courants peut être localement important sous la limite marine, mais est surtout très superficiel, de l'ordre de 50 cm et moins. Par contre, la surface délavée est souvent caractérisée par des concentrations de blocs métriques. La teneur en cailloux cristallins précambriens varie de 100% sur le bouclier à moins de 10% sur la plate-forme paléozoïque. Sur la plate-forme, la matrice du till peut être carbonatée selon la nature du substratum traversé

Tr — ***Till remanié :*** *diamicton dont la portion superficielle a été remaniée par les vagues et les courants sous la limite maximum de la Mer de Champlain. Parfois fossilifère et comprenant des niveaux stratifiés sablo-graveleux*

Tvr — ***Till remanié en couverture discontinue :*** *diamicton comprenant principalement des faciès d'ablation remaniés par les vagues et courants sous la limite maximum de la Mer de Champlain. Moins de 1 m d'épaisseur, la surface est généralement ponctuée d'affleurements rocheux et la structure du roc sous-jacent transparait sur les photographies aériennes*

T — ***Till en couverture généralement continue :*** *diamicton comprenant des faciès de fond et d'ablation; épaisseur supérieure à 1 m; en surface, cette unité est présente principalement sur le bouclier*

PRÉ-QUATERNAIRE

SUBSTRAT ROCHEUX

Affleurements rocheux et roc à couverture mince (inférieure à 1 m) de sédiments quaternaires; au-dessus de la limite marine, les surfaces rocheuses sont généralement recouvertes de minces placages discontinus de till et sont parsemées de blocs plutôt épars; sous la limite marine, les surfaces rocheuses sont généralement délavées de sédiments quaternaires

R1 — ***Roches intrusives crétacées :*** *ces roches intrusives alkalines sont reliées aux intrusions montérégiennes. Il s'agit de lamprophyres, porphyres, alnoïtes, carbonatites et okaïtes, ainsi que d'altération métasomatique de roches silicatées. Cette unité affleure principalement dans les collines d'Oka*

R+ — ***Roches sédimentaires cambro-ordoviciennes des Basses-Terres du Saint-Laurent :*** *ces roches de plate-forme sédimentaire, principalement des grès (Groupe de Potsdam, Cambrien) et des grès, dolomies, calcaires et shales (Groupes de Beekmantown et de Chazy, Ordovicien), sont toutes sises sous la limite marine. Les rares affleurements montrent des surfaces planes à faiblement inclinées*

R — ***Roches métamorphiques et magmatiques précambriennes du Bouclier canadien :*** *ces roches du Bouclier canadien, composées principalement de calcaire cristallin, quartzite et gneiss (Série de Grenville), de syénite, granite monzonite, diorite et anorthosite (Complexe de Morin, principalement dans les collines d'Oka et de Saint-André-Est), de granite et syénite (stock de Chatham-Grenville) et de gneiss (de la Montagne Tremblante) forment des surfaces très irrégulières et bosselées, partiellement masquées par des formations quaternaires, principalement du till*

Note : *Les unités composées, par exemple* Mb/Ma, *sont indiquées lorsque l'épaisseur de l'unité supérieure est faible par rapport à celle de l'unité sous-jacente, ou lorsque la présence de l'unité sous-jacente est importante du point de vue de la géologie environnementale*

SYMBOLES

- *Limite géologique (interprétée)*
- *Gravière ou sablière (active, abandonnée)*
- *Carrière, mine*
- *Zone de remblai*
- *Cicatrice de glissement de terrain*
- *Forme éolienne*
- *Paléochenal (direction d'écoulement connue, inconnue)*
- *Rebord de ravinement*
- *Rebord de terrasse fluviale*
- *Rebord de terrasse marine ou lacustre*
- *Levées ou barres alluviales*
- *Crête de plage*
- *Site fossilifère*
- *Trace d'iceberg*
- *Esker (d'écoulement connu)*
- *Moraine mineure*
- *Moraine bosselée (en surface, à faible profondeur)*
- *Traînée morainique derrière abri*
- *Forme morainique fuselée*
- *Stries glaciaires (d'écoulement connu, inconnu)*
- *Chronologie relative des surfaces striées (1 = plus ancien)*
- *Dépression linéaire contrôlée par la structure du roc*
- *Rebord d'escarpement rocheux*
- *Affleurement rocheux isolé*